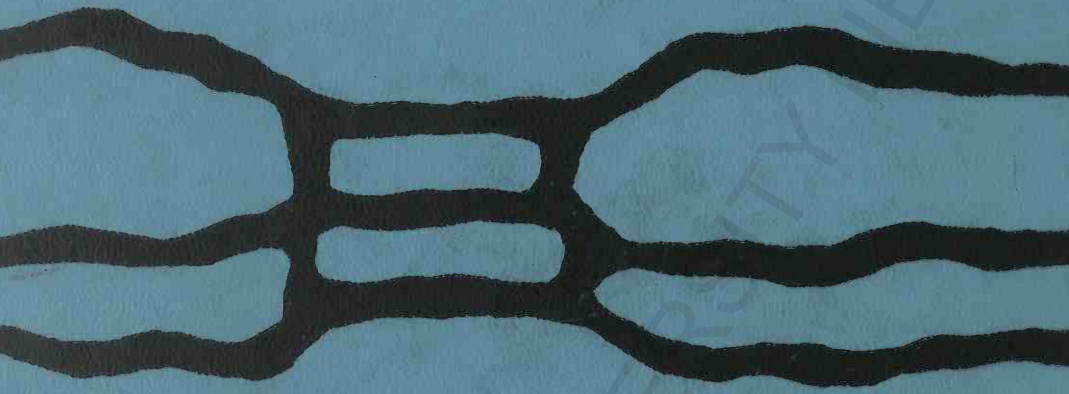


NASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prefața

De la apariția, în 1959, a primei sinteze asupra resurselor de apă ale României, elaborată de autorul lucrării de față, în domeniul studierii și utilizării apelor din țara noastră, s-au înregistrat progrese deosebite.

Ca urmare a perfecționării rețelei hidrometrice, ne-am bazat, în elaborarea lucrării, pe un fond amplu de date culese în urma observațiilor directe pe parcursul a optsprezece ani în cazul scurgerii lichide, și a doisprezece ani în cazul scurgerii de aluviuni aflate în suspensie. Acestea oglindesc mai mult sau mai puțin regimul natural al resurselor de apă din țara noastră, solicitate în cantități tot mai mari și de calitate superioară de economia noastră socialistă în plin avînt de dezvoltare. Ca urmare în curînd observarea regimului hidrologic natural va fi posibilă numai pe pîraiele mici, celelalte resurse trebuind să fie studiate în procesul lor de utilizare. Lucrarea de față este tocmai o încercare de a prezenta valoarea și căile de utilizare a resurselor de apă, sarcini deosebit de actuale în domeniul geografiei apelor. Menționăm însă că deși dispunem de planul general de gospodărire complexă a apelor (1962) în faza actuală de amenajare extensivă a resurselor nu s-a ajuns încă la o fixare definitivă a schemelor de utilizare și ca atare nici generalizările teritoriale de detaliu din domeniul economiei apelor nu vor putea fi definitivate. De aceea, în lucrare, tratarea problemelor de utilizare rămîne încă la nivelul exemplificărilor.

Datele, reprezentînd observațiile hidrologice recente, pe baza cărora au fost reconstituite legile de repartiție naturală ale elementelor de bilanț și de regim hidrologic, ne-au fost puse la dispoziție de către Institutul de Meteorologie și Hidrologie al României, căruia îi aducem mulțumirile noastre. Au fost utilizate, de asemenea, date, din numeroase studii și lucrări cuprinse în bibliografia hidrologică și hidrogeologică din ultimii ani.

Ca și în alte lucrări de sinteză geografică regională și în această lucrare s-au ridicat numeroase probleme de etimologie, de fixare a hidronimelor. Astfel, în lungul pîraielor sînt frecvente sistemele polinimice, și nu rare sînt cazurile cînd același rîu are de la șase pînă la opt denumiri pe cursul său. În asemenea cazuri au fost folosite denumirile tradiționale, utilizate de altfel și în Anuarele hidrologice (de exemplu Bega în loc de Beghei etc.), sau denumiri populare de largă circulație. Considerăm însă că nu s-au putut rezolva toate problemele în lucrare, multe dintre ele rămînînd a fi discutate.

Sugestiile cititorilor în legătură cu această problemă ca de altfel şi cu altele — vor fi primite de autor cu multă recunoştinţă.

Structura lucrării a fost determinată de ideea analizei regionale a resurselor de apă. Totodată această formă ne-a asigurat şi posibilitatea prezentării unor materiale în tabele, utilizate la generalizări. Sperăm, că acestea vor putea fi folosite de diferiţi specialişti care lucrează în domeniul hidrografiei sau de cei care aplică aceste date. Regretăm că volumul lucrării, şi aşa destul de mare, nu ne-a permis cuprinderea dezvoltată a tuturor datelor de care am dispus, fiind nevoiţi, în multe cazuri, să le concentrăm. De aceea, ideea întocmirii unei monografii hidrogeografice complete a ţării, rămîne pe mai departe un scop în viitor.

În cursul elaborării lucrării am primit un ajutor preţios din partea colegilor C. Mociorniţă, P. Gâştescu şi C. Diaconu, cărora le aducem aici mulţumirile noastre cordiale.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Introducere

Despre obiectul de studiu al *Geografiei apelor*, respectiv al *hidrogeografiei*, s-a scris foarte puţin în literatura mondială de specialitate. Termenul este folosit uneori de către geografi pentru a contura astfel apartenenţa studiului apelor de geografie, admiţînd în acelaşi timp o hidrologie autohtonă, „parageografică" (M. Derrau, 1961). Există însă şi alte păreri, conform cărora geografia apelor este o ramură aplicativă a geografiei, respectiv a hidrologiei, care pe lîngă studiul apei ca resursă naturală, evidenţiază între altele şi latura utilizării lor, de protecţie contra contaminării, degradării etc. Astfel, după M. I. Lvovici, geografia apelor „poate fi considerată ca o legătură între geografia fizică şi cea economică în cadrul hidrologiei" (101, p. 401).

Privindu-le sub aspectul metodologiei şi obiectului de studiu, considerăm, că atît hidrologia generală cît şi geografia apelor sînt discipline geofizice şi geografice. Despre o îndepărtare a hidrologiei de geografia fizică nu se poate vorbi, ci mai curînd despre unele deosebiri metodologice, mai precis, de unele metode moderne neasimilate încă de geografie (de metrologie, fizică, chimie).

Metodologia specifică geografiei apelor este de natură *hidrologică* (hidrometrie), *hidrografică* (metode de studiu de teren al apelor, metode de generalizări teritoriale, raionări etc.) şi *economică* (legile teritoriale ale economiei apelor, studiul necesităţilor, posibilităţile de utilizare a apelor în cadrul social-economic). Hidrologiei şi hidrografiei îi revin ca studiu legile naturale ale genezei, evoluţia în timp şi calitatea resurselor de apă, iar economiei apelor legile de natură socială. Astfel, în procesul de valorificare a apelor, sistemele de legi sînt ordonate în sensul condiţionării reciproce în funcţie de economicitate, deci de interesul social.

O formulare mai recentă a obiectului geografiei apelor ca ştiinţă hidrologică afirmă că „Spre deosebire de hidrologia generală, conţinutul hidrografiei constă în descrierea şi caracterizarea apelor unor teritorii determinate, însuşirile acestor ape, răspîndirea lor teritorială, determinarea legăturii lor reciproce *cu condiţiile fizico-geografice* (subl. noastră) ale acestor teritorii. Studiul şi descrierea apelor în totalitatea lor trebuie să se facă pe baza legilor şi ipotezelor stabilite de hidrologia generală" (39, p. 7). În mod evident, în această definiţie se presupune studierea apei făcîndu-se abstracţie de elementul uman, deci numai în condiţiile peisajului fizico-geografic. Dar în acest fel se pune întrebarea: unde am încadra de exem-

plu Olanda care are teritorii extinse cu regim hidrologic dirijat? sau chiar situaţia care va fi creată după realizarea amenajărilor integrale şi totale ale apelor din ţara noastră? Este credem indiscutabil, că geograful, care studiază peisajul trebuie să ţină seamă şi de organizarea vieţii umane din interiorul lui, de realitate. Credem că nu greşim dacă acceptăm existenţa în cuprinsul geografiei apelor a *hidrografiei*, care să studieze resursele de apă a unor teritorii delimitate şi a *economiei apelor* care se ocupă cu problemele economiei teritoriale a gospodăririi apelor. (v. cap. Economia apelor).

Credem, că este necesar să clarificăm încă o problemă esenţială şi anume: în ce măsură utilizările modifică regimul hidrologic al apelor? În principiu trebuie să diferenţiem două tipuri de modificări: cele *hidraulice*, care afectează scurgerea organizată din albiile rîurilor (lacuri de retenţie, regrupări teritoriale de resurse, modificări de albie, îndiguiri etc.) şi *cele de fond*, care afectează scugerea de pe versanţi (agrotehnice, măsuri silvice, irigaţii, desecări etc.). Pe baza datelor privitoare la legile naturale şi de ordin economic, geografia apelor stabileşte ponderea posibilă a utilizărilor de diferite tipuri (alimentări cu apă, energetică, retenţii, hidroameliorаţii, reducerea gradului de uzură a apei din rîuri, lacuri etc.) în diferitele condiţii geografice, coordonează pe baze ştiinţifice problemele diferitelor departamente şi face prognoze pentru viitor. Una dintre sarcinile cele mai importante, în etapa realizării amenajării integrale a apelor, este stabilirea posibilităţilor de reproducere lărgită a resurselor de apă în înţelesul măririi cantităţilor în perioadele de solicitare maximă (compensări prin retenţii, mărirea rezervelor de umiditate a regiunii sau reducerea lor, favorizarea regenerării apelor subterane în regiunile secetoase etc.).

După studiile existente, pe teritoriul României se regenerează în medie anual 36,5 km³ (miliarde m³) de apă dintr-un volum mediu de precipitaţii de 156 km³ (23,3%). Din aceasta, scurgerea de versant, adică cea superficială, constituie 25,3 km³, iar cea subterană 11,2 km³ (v. fig. 63). În plus, Dunărea aduce în ţara noastră un volum de 177 km³ de apă anual vărsînd în Marea Neagră circa 200 km³, şi transportînd ape de calitate bună, uşor utilizabile pentru o gamă largă de folosinţe.

Resursele de ape subterane momentane, acumulate mai ales în depresiunile pericarpatice şi intracarpatice, după aprecieri generale sînt mari. Pachetul de roci sedimentare atinge pe alocuri 10 000 m grosime; ape de adîncime se observă şi în cristalinul fisurat de la baza bazinelor arteziene. În total, există posibilitatea acumulării subterane a unui volum de circa 20 000 km³, din care circa 500 km³ este reprezentat de apele freatice şi de stratificaţie liberă, descendentă.

Gradul de utilizare a apelor interioare în anul 1970 a atins circa 25%, iar împreună cu sursele dunărene 28%, dar există regiuni industriale, unde a depăşit 85 şi chiar 95% (Argeş, Ialomiţa etc.). Conform Directivelor Plenarei C.C. al P.C.R. din 17—19. III. 1970, ritmul de amenajare a apelor interioare se va accelera, crescînd cu precădere utilizările agricole (irigaţii, desecări etc.).

PARTEA ÎNTÎI

Noţiuni generale privind geografia apelor României

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL I

Evoluţia cunoştinţelor asupra apelor din România

Primele informaţii asupra apelor României şi asupra regimului lor hidrologic datează din cele mai vechi timpuri, cînd locuitorii acestor meleaguri au început să le folosească în diferite scopuri practice. Există date care atestă că încă de pe timpul geto-dacilor apele Dunării erau folosite pentru navigaţie, iar urmele unor întărituri militare existente de-a lungul fluviului, dovedesc că acestea erau folosite ca porturi. Numeroase baraje de pămînt ale iazurilor din Transilvania şi Moldova, precum şi „benturile", acele creaţii ingenioase pentru acumularea şi folosirea raţională a apelor, întîlnite în special în zona piemontană sudică, lipsită de ape, au un trecut foarte îndepărtat.

Săpăturile arheologice au scos la iveală conducte de apă din lut ars existente încă de pe timpul stăpînirii romane în Dacia. Ştampurile hidraulice pentru sfărîmarea rocilor aurifere datează din perioada evului mediu, iar plutăritul pe rîurile principale (Crişuri, Mureş, Olt, Bistriţa etc.) are o istorie milenară.

PRIMELE DOCUMENTE SCRISE

Încă din antichitate apele ţării noastre au fost folosite intens pentru navigaţie atît de către geto-daci, cît şi de către negustorii greci, romani şi bizantini, care au pătruns cu vasele lor în sus pe Dunăre. Informaţiile destul de sumare relatate de aceştia au atras atenţia unor scriitori antici — istorici şi geografi — care ne-au vizitat ţara, lăsîndu-ne totodată şi primele însemnări despre condiţiile geografice, inclusiv asupra apelor.

Istoricul grec Herodot (484—423 î.e.n.) aminteşte că Istrul (Dunărea inferioară) se varsă în Pontul Euxin (Marea Neagră) prin cinci guri. De asemenea, din descrierea lui reiese că flota persană a regelui Darius a ajuns pînă la Noviodunum (Isaccea), construind un pod în locul îngust al fluviului (515—513 î.e.n.). Acelaşi istoric aminteşte că distanţa de la mare la Isaccea ar fi de 1400 de stadii (249 sau 259 km). Această cifră a constituit mult timp o enigmă, deoarece presupunîndu-se că flota ar fi pătruns printr-una din gurile actuale ale Deltei, distanţa de la guri nu ar fi depăşit 150 km. Problema a fost deslegată de geograful Slanar H., care a dovedit că armata persană pornind de la Istria (Istropolis), de pe ţărmul actualului

lac Razelm, a străbătut un braţ important al Deltei Dunării, care se vărsa în Marea Neagră în dreptul actualei guri a Buazului dinspre braţul Sf. Gheorghe. Dacă măsurăm distanţa pe această rută, constatăm că ea corespunde cu cea dată de Herodot!

Istoricul Polibiu (203—118 î.e.n.) semnalează în timpul călătoriei sale prin faţa gurilor Dunării existenţa unui banc de nisip de circa 1 000 de stadii (185 km) lungime, la o distanţă de o zi de la ţărm, iar geograful şi istoricul grec Strabo (circa 63 î.e.n. — circa 17 e.n.), vorbeşte în lucrarea sa *Geographia* şi despre Delta Dunării.

Naturalistul roman Pliniu cel Bătrîn (23—79 e.n.) în lucrarea sa *Historia naturalis* (în 37 de volume) ne-a lăsat date interesante referitoare la gurile de vărsare ale Dunării şi la scufundarea ţărmurilor Mării Negre şi Mării Marmara.

Informaţii preţioase ne-au rămas şi de la Claudiu Ptolemeu (90—160 e.n.), astronom şi geograf alexandrin, care a stabilit pentru prima dată coordonatele exacte ale diferitelor părţi ale Deltei întocmind şi o schiţă cartografică a ei.

Din antichitate ne-au rămas o serie de însemnări şi asupra altor rîuri de la noi, rîuri care în partea apuseană aveau denumiri mai mult latineşti, iar în cea de sud-est greceşti.

În timpul evului mediu şi în Principatele române se resimte o decădere a ştiinţelor. Periplele şi portulanele din această perioadă apar fără coordonate geografice şi sînt mai greşite decît vechile hărţi. Reţeaua hidrografică pe hărţi este reprezentată cu multe greşeli şi lipsuri. De exemplu, pe o hartă a Universului din 1076 care cuprinde şi zona teritoriului ţării noastre, Dunărea se varsă în Dardanele, iar pe o altă hartă, care se afla la British Museum, gura de vărsare a Dunării era în Marea Marmara.

APARIŢIA PRIMELOR HĂRŢI HIDROGRAFICE ŞI SINTEZE TERITORIALE DESCRIPTIVE ASUPRA APELOR

Perioada Renaşterii a dat un nou impuls dezvoltării ştiinţelor. În diferitele ţări ale Europei încep să se contureze în această etapă şi sarcinile care revin hidrologiei. Dr. Melhior foloseşte pentru întîia oară noţiunea de „hidrologie" în lucrarea sa despre apele naturii, apărută în anul 1694, iar Petru cel Mare, ţarul Rusiei, amplasează în 1703 prima miră hidrometrică în delta Nevei. Ea este urmată apoi de altele instalate pe Elba la Magdeburg (1728), pe Sena la Paris (1731) etc. Preocupări deosebite în observarea naturii au avut-o şi o serie de cărturari din ţara noastră.

Astfel, în această etapă se evidenţiază figura luminoasă a lui Dimitrie Cantemir, considerat şi primul geograf român, care a dat indicaţii — bazate pe un fundament ştiinţific — asupra hidrografiei Moldovei. În cartea sa *Descriptio Moldaviae*, apărută la începutul secolului al XVIII-lea, consacră un capitol aparte (Apele Moldovei) bogat în materiale documentare, rîurilor, lacurilor şi izvoarelor minerale din Moldova. Ca pe orice om de ştiinţă, curiozitatea îl determina să întreprindă o serie de observaţii, printre care şi primele aprecieri asupra aluviunilor în suspensie (comparînd apele Prutului şi Siretului). Dintre fenomenele hidrologice el sesizează

remuul Dunării pe afluenţi şi caracterizează foarte bine regimul lacului Brateş şi al fluviului Dunărea.

Harta Moldovei, întocmită şi editată de el la Berlin în anul 1737 este, de asemenea, o creaţie interesantă, preţioasă, cu mult mai apropiată de realitate decît alte lucrări de acest gen din acele vremuri. Tot în această perioadă (în 1700) apare la Padova şi harta Munteniei întocmită de stolnicul Cantacuzino.

Începînd cu secolul al XVI-lea apar hărţi hidrografice şi pentru partea vestică a ţării, iar din primele decenii ale secolului al XVIII-lea încep cartările hidrografice sistematice.

Dintre lucrările hidrotehnice mai importante ale secolului al XVIII-lea se evidenţiază cele referitoare la asanarea unor regiuni mlăştinoase din jurul Timişoarei şi începerea construirii Canalului Bega cu sistemele de compensare de la Hitiaş şi Coştei, după planurile lui Fremaut. În anul 1775 începe asanarea văii Dîmboviţei în jurul Bucureştiului prin construirea canalului de descongestionare spre rîul Sabar (sub domnia lui Al. Ypsilanti).

PERIOADA ORGANIZĂRII OBSERVAŢIILOR SISTEMATICE PE RÎURI

Secolul al XIX-lea se caracterizează prin începutul unor lucrări de asanare, de mare amploare, în zona de subsidenţă a Cîmpiei de Vest, unde existau frecvente inundaţii şi mlaştini întinse. Acum apar planurile de regularizare a Tisei precum şi primu vapor pe Dunăre al lui A. Bernhardt, în 1818. Aceste evenimente au urgentat amplasarea primelor posturi hidrometrice pe Dunăre şi pe sistemele din vestul ţării. Tot în această perioadă s-a prevăzut şi amenajarea sectorului defileelor Cazane-Porţile de Fier, executată în prima variantă între anii 1890 şi 1898. A început astfel şi instalarea primelor posturi hidrometrice pe Dunăre la Orşova (1838), Drencova (1854), Galaţi (1873), Baziaş şi Brăila (1874). Pe rîurile din Transilvania se amenajează 41 de posturi hidrometrice, dintre care 1 pe Tisa superioară, 5 pe Someş, 1 pe Barcău, 12 pe Crişuri, 8 pe Mureş, 6 pe Bega, 7 pe Timiş şi 1 pe Pogăniş, cu program de observaţii asupra variaţiilor de nivel. În anul 1892 sub conducerea ing. I. Péch se organizează şi Serviciul de anunţare a viiturilor pe Tisa şi afluenţii principali. Dintre posturile cele mai vechi instalate le citäm pe cele de la Radna (1853), Săvîrşin (1859), Arad (1861), Satu Mare (1868), Apahida (1877). Pentru conducerea activităţii de observaţii se organizează 8 servicii hidrografice: la Cluj (1881), Arad (1892), Braşov (1893), Timişoara (1896), Aiud (1897), Oradea (1899), Sibiu (1901) şi Sighet (1909). Cu scopul evaluării resurselor energetice din Transilvania, se efectuează şi un număr mare de măsurători de debite în timpul apelor mici, iar în anul 1905 Gh. Balş calculează, prin metode indirecte, debitele rîurilor din Oltenia, Muntenia şi Moldova.

Pe rîurile din sudul şi estul ţării posturi hidrometrice s-au înfiinţat după 1908 de către Direcţia generală a îmbunătăţirilor funciare din Ministerul Agriculturii. Datele au fost publicate, la început, sub forma hărţilor hidrografice zilnice, iar din 1925 apar Anuarele hidrografice sistematice cu date începînd din anul 1914. Primele posturi în această parte a ţării au fost amplasate pe Jiu la Podari, pe Olt la Slatina, pe Argeş la Budeşti, pe Ialo-

miţa la Coşereni şi pe Siret la Răcătău. După anul 1920 se conturează deja o reţea de observaţii bine închegată, dar deocamdată cu preocupări unilaterale; se făceau studii numai asupra variaţiilor de nivel.

Sfîrşitul secolului trecut şi primele decenii ale secolului nostru au marcat apariţia unor serii de lucrări, de mare valoare, în domeniul hidrologiei, hidrobiologiei şi studiului Dunării. În 1888 apare lucrarea lui I. Vidraşcu despre *Lunca Dunării şi regimul apelor ei*, iar în 1895 M. Drăghiceanu publică lucrarea *Studiu asupra hidrologiei apelor subterane*. În acelaşi timp Cucu Starostescu conturează posibilităţile de alimentare a oraşului Bucureşti printr-un colector subteran de la Bragadiru. În 1911 apare lucrarea lui G. M. Murgoci de generalizare teritorială a adîncimii apelor freatice din Bărăgan, însoţită de harta hidroizobatelor, iar Gh. Macovei publică lucrarea sa renumită despre apele subterane din Dobrogea (103). Din 1909 începe să apară seria lucrărilor lui Gr. Antipa, care în legătură cu condiţiile hidrobiologice ale luncii şi Deltei Dunării publică numeroase date hidrologice interesante.

PERIOADA DE ÎNCEPUT A STUDIERII SCURGERII RÎURILOR

După anul 1924, o dată cu începutul consolidării relative a capitalismului în România, se observă un avînt temporar a hidroenergeticii şi, paralel cu aceasta, un interes crescînd faţă de cunoaşterea regimului hidrologic al rîurilor de munte din ţara noastră. Pe lîngă seria hidrocentralelor mici construite pe Bîrzava, Sadu, Someşul Rece, Mureş etc., la începutul secolului se întocmesc studiile necesare pentru Ialomiţa, Prahova şi Tîrlung (Cr. Mateescu), se fac proiecte pentru amenajări hidroenergetice pe Bistriţa (D. Leonida), Sebeş şi Dunărea în defileu (D. Pavel) etc. Nefiind suficiente datele asupra variaţiilor de nivel, inginerii români încep şi măsurătorile de debite. D. Pavel instalează chiar şi un limnigraf pe Argeşul superior. Totodată ca urmare a solicitărilor tot mai intense pentru efectuarea de determinări volumetrice, Direcţia Generală a Apelor începe din anul 1927 măsurătorile de debite, efectuînd pînă în 1933 circa 239, mai ales pe Argeş şi Ialomiţa. După criza economică din 1933 aceste observaţii s-au făcut cu totul izolat.

Inginerii hidrotehnicieni îşi continuă studiile, iar R. Iacobi, pe baza numeroaselor măsurători efectuate pe rîurile din Transilvania, elaborează chiar şi o serie de formule de calcul (1933) pentru determinarea debitelor medii, maxime şi minime. În anul 1926 M. Sophian elaborează harta forţelor hidraulice din România, calculată pe baza debitelor minime—de etiaj, iar, în1929, D. Pavel publică lucrarea *Forţele hidraulice ale României*, în care dă valorile debitelor medii, într-un număr mare de puncte, pentru rîurile montane. Dezvoltînd mai departe această lucrare de bază, autorul propune numeroase soluţii de amenajări hidroenergetice în lucrarea publicată în 1936, sub titlul *Resursele energetice ale României*. Îndreptîndu-şi atenţia spre posibilitatea construirii hidrocentralei de la Porţile de Fier, D. Pavel calculează şi debitele zilnice ale Dunării la Orşova, începînd din anul 1838 pe care le publică în lucrarea *Hidrografia Dunării*, (1938). Ocupîndu-se de amenajarea pentru navigaţie a Deltei Dunării, Gr. Vasilescu publică în 1928 două lucrări de hidrologie foarte importante: *Debitul solid al Dunării*

şi *Îngheţul Dunării şi navigaţia sa maritimă*. Dintre propunerile de amenajare a Luncii Dunării, din această perioadă, se evidenţiază lucrarea lui Ionescu-Şişeşti: *Lunca Dunării şi punerea ei în valoare*, (1933).

În aceeaşi perioadă geografii români s-au ocupat, în primul rînd, de studierea genezei şi structurii reţelei hidrografice. Articolele publicate de geografii fizicieni dovedesc interesul crescînd faţă de problemele de hidrologie. Dintre acestea se remarcă articolele lui Iulian Rick despre *Regimul hidrologic al Moldovei şi Bistriţei*, (1932), al lui I. Gugiuman despre *Regimul hidrografic al Mureşului*, (1944), precum şi o serie de sinteze cu privire la apele din România. Între acestea le amintim pe cele referitoare la clasificarea lacurilor după criterii de geneză a cuvetei lacustre a lui L. Lepşi (1935), capitolul de hidrografie din cartea lui V. Mihăilescu, *România. Geografie fizică*, 1936, în care apare şi prima schiţă generală a izoliniilor coeficientului scurgerii medii, elaborată de Emm. de Martonne. Dintre lucrările cu caracter oceanografic, care afectează şi ţărmul românesc, amintim raportul Comisiei europene a Dunării din 1862 (Ch. Hartley), I. B. Spiedler şi F. F. Vranghel (1890—91), studiile de o importanţă deosebită întocmite de N. M. Knipovici (1933), *Marea Neagră* a lui Gr. Antipa (1941), sinteza despre curenţii marini publicată de R. Ciocârdel (1937), *Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în cuaternar* de C. Brătescu (1942). Despre Delta Dunării au scris o seamă de geografi români de renume ca: C. Brătescu, G. Vâlsan, I. G. Năstase s.a. În această etapă se simte însă lipsa unei concepţii, a unor şcoli de hidrologie-hidrografie, care ar fi putut asigura o bază serioasă dezvoltării studiului apelor din ţara noastră.

În timpul celui de al doilea război mondial s-a dezorganizat şi reţeaua de observaţii, înregistrîndu-se întreruperi între 1940 şi 1941 pentru Transilvania şi în anul 1944 aproape pentru toate posturile hidrometrice din ţară.

PERIOADA STUDIERII ŞI FOLOSIRII PLANIFICATE A RESURSELOR DE APĂ

La Conferinţa Naţională a P.C.R. din 1945 s-a prevăzut, pentru prima dată în ţara noastră, folosirea complexă a resurselor de apă, ca bogăţii naturale de mare valoare. În prima etapă, înainte de toate s-a preconizat utilizarea energiei hidroelectrice.

Acţiunea pregătitoare a electrificării ţării are loc în primul an de economie planificată (1949), cînd se înfiinţează secţia de hidrografie pe lîngă I.S.P.E. din Ministerul energiei electrice. În cadrul acesteia se realizează într-un interval scurt de timp o reţea de posturi hidrometrice moderne pentru regiunile montane. Hotărîrile Plenarei C.C. al P.M.R. din 26 octombrie 1950 privind electrificarea ţării expune un program vast pentru folosirea integrală a apelor. După aceasta, evenimentele se desfăşoară rapid. În 1950 se transformă Direcţia apelor în Direcţia generală hidrometeorologică (D.G.H.) cu trei unităţi: Institutul meteorologic central (I.M.C.), Institutul pentru amenajarea cursurilor de apă (I.P.A.C.A.) şi Sectorul hidrologic (S.H.). Aceste unităţi colaborează în cursul elaborării planurilor de amenajare integrală a principalelor sisteme fluviatile.

Sarcina principală a Sectorului hidrologic a fost reorganizarea şi modernizarea reţelei hidrometrice. În prima etapă se selecţionează posturile

după amplasamentul local, la un număr mare de posturi se introduce seria completă a observaţiilor (măsurători de debite, studierea fenomenelor de îngheţ, de temperatura apei, scurgerea solidă, hidrochimism), iar în etapa a doua se elaborează planul de amplasament general al viitoarei reţele de observaţii de stat pe baza unor principii strict ştiinţifice, cum este reprezentativitatea fizico-geografică. Astfel, observaţiile se extind în toate unităţile fizico-geografice principale, ţinîndu-se cont de zonalitatea altitudinală a fenomenelor hidrologice, de ariile de dominanţă a diferitelor tipuri climatice, de răspîndirea teritorială a regiunilor carstice, grad de împădurire, condiţii de adăpostire climatică (depresiuni intramontane), de gradul şi felul de transformare de către om a mediului fizico-geografic. În cazul folosinţelor de apă au fost înfiinţate numeroase posturi hidrometrice de exploatare. Începînd cu anul 1956 în reţeaua de stat au fost incluse şi reţelele departamentale (D.G.N.C., I.S.P.E., Ministerul agriculturii, silviculturii, transporturilor etc.). Se înfiinţează, de asemenea, o reţea amplă pentru observarea regimului şi bilanţului hidrologic al lacurilor şi a Mării Negre. Cu anul 1958 începe organizarea unei reţele de observaţii hidrogeologice, în care se studiază variaţiile de nivel ale apelor freatice. În multe puncte, posturile sînt amplasate în aşa fel ca să se poată studia raportul între nivelul apelor freatice şi nivelul apei de rîu. O parte din reţeaua posturilor hidrometrice cu perioade de observaţii mai îndelungate este reprezentată pe hărţile reţelei hidrografice.

Studierea şi folosirea tot mai multilaterală a apelor impune înfiinţarea unui organ de largă competenţă în domeniul hidrologiei, hidrotehnicii şi de amelioraţii cu sarcini de observare, studii, proiectare, avizare şi parţial de executare de obiective hidrotehnice. În anul 1957 a luat naştere Comitetul de Stat al Apelor (în prezent desfiinţat) care a funcţionat pe lîngă Consiliul de Miniştri şi care a cuprins între altele Direcţia hidrometeorologică (cu probleme de organizare a reţelei de observaţii), Institutul meteorologic central şi Institutul de studii şi cercetări hidrotehnice (I.S.C.H.), cu sarcini multiple de cercetare (hidraulică, hidrometrie, hidrologie, oceanologie, hidrogeologie, gospodărirea apelor).

Se poate afirma fără exagerare, că în această perioadă au fost puse temeliile hidrologiei ca ştiinţă modernă în ţara noastră. Metodele moderne de cercetare au fost introduse în toată sfera de interes pentru folosirea mai raţională a resurselor de apă. Prin noua reorganizare din 1970 a fost înfiinţat Institutul de Meteorologie şi Hidrolgoie de pe lîngă Ministrul Agriculturii, Industriei alimentare, Silviculturii şi Apelor. Prin această soluţie cercetările hidrologice ample din ţara noastră şi-au găsit şi forma potrivită de organizare, care corespunde cerinţelor zilelor noastre.

După anul 1953 s-a îmbunătăţit în mod simţitor conţinutul anuarelor hidrologice (din 1960 apar şi cele de hidrogeologie şi oceanologie), care în scurt timp ajung la nivelul mondial. Datele cu privire la fluviul Dunărea sînt publicate şi în anuarele Comisiei Dunării, organ internaţional, cu sediul la Budapesta. România participă şi la desfăşurarea Deceniului hidrologic internaţional început în 1965, comunicîndu-se date de observaţii efectuate de 30 de posturi hidrometrice.

În perioada de după 1951, deci în decurs de 20 de ani, s-a desfăşurat o intensă activitate de cercetare în domeniul hidrologiei şi hidrografiei ţării.

Cercetările cuprind toate domeniile din cadrul acestei ştiinţe, iar lucrările apărute au, în general, o valoare ştiinţifică ridicată. Unele dintre lucrări sînt cuprinse în bibliografia anexată, oglindind interesul în domeniul scurgerii medii, bilanţul hidrologic, sursele de alimentare ale rîurilor, tipurile de regim hidrologic, densitatea reţelei fluviatile, studiul viiturilor şi debitelor maxime, secarea rîurilor şi debitele minime, raionări hidrologice, hidrochimice, de scurgere solidă, de mobilitatea albiilor, regim termic şi de îngheţ, variabilitatea scurgerii în timp, studii asupra lacurilor, mlaştinilor, apelor subterane şi Mării Negre.

Dintre sintezele mai mari pot fi amintite: *Scurgerea medie specifică a rîurilor din R.P.R.* de C. Diaconu, D. Lăzărescu. I. Ujvári, S. Dumitrescu (1954), *Hidrografia R.P.R.* de I. Ujvári (1959), seria completă a monografiilor hidrologice pentru bazinele principalelor rîuri din R.S.R., întocmite de largi colective din cadrul I.S.C.H., (1962—1969), *Lacurile din R.P.R. Geneză şi regim hidrologic* de P. Gâştescu (1963), *Mlaştinile de turbă din R.P.R.* de E. Pop (1960), precum şi o serie de monografii de mare valoare, cum sînt: *Zona de vărsare a Dunării* (1963), întocmită de un colectiv româno-sovietic (A. A. Almazov, C. Bondar, C. Diaconu, V. Ghederim, V. N. Mihailov, P. Miţă, I. D. Nichiforov, I. A. Rai, U.A. Rodionov, S. Stănescu, V. Stănescu, R. F. Vaghin), monografia hidrologică *Dunărea între Baziaş şi Ceatal Izmail* (1967) (A. Avădanei, A. Braier, P. Gâştescu, E. Gruia, P. Miţă şi V. Stănescu), *Geografia văii Dunării româneşti* (1969),* *Contribuţii româneşti la studiul Mării Negre* (1966) (V. Chiriac, M. Băcescu, N. Bordeianu, J. Boisnard, C. Bondar, C. Cautiş, T. Gomoiu, V. Gomboşiu, A. Petran, E. Pora, I. Rădulescu, H. Skolka, M. Semenescu, Gh. Şerpoianu, R. Teodorescu-Leonte), *Studiul hidrogeologic de sinteză pentru teritoriul R.P.R* de colectivul CSA (1964) (R. Cădere, E Avramescu, G. Tomescu, M. Rădulescu, E. Roşescu). Studii fundamentale în privinţa apelor subterane din diferitele regiuni ale ţării au fost elaborate de E. Liteanu, P. Marosi, A. Pricăjan, A. Bandrabur, D. Slăvoacă ş.a. În timpul redactării prezentei lucrări a apărut sinteza vastă intitulată *Rîurile României* elaborată în Institutul de Meteorologie şi Hidrologie sub coordonarea lui C. Diaconu.

Printre primele lucrări de inventariere a folosinţelor de apă în agricultură a apărut, în 1962, *Hidroameliorațiile din R.P.R.* (V. Blidaru, I. Georgescu, I. M. Gheorghiu şi D. Vlădescu). Deşi lucrarea este în prezent depăşită pentru unele regiuni din cauza acţiunilor de mare amploare întreprinse în ultimul timp în acest domeniu, ea reuşeşte să contureze eforturile deosebite făcute în trecut pentru punerea în slujba omului a apelor din ţara noastră şi să contureze viitorul. Date despre posibilităţile de gospodărire complexă a apelor se găsesc în unele lucrări ca cele ale lui J. Boisnard, A. Nissim, C. Pîrvulescu, Gr. Mateescu, I. Vladimirescu, M. Botzan, H. Ioaniţoaia, D. Ionescu-Sişeşti, M. Podani I. Vaisman etc.

O problemă esenţială în această perioadă de dezvoltare rapidă a hidrologiei şi gospodăririi apelor o reprezintă formarea cadrelor de specialitate. După cum a dovedit practica, această sarcină nu se poate deocamdată rezolva într-un singur for de învăţămînt, deoarece ramurile fundamentale şi aplicative cuprinde o sferă foarte largă de preocupări, care necesită la

* Editată de un colectiv al Academiei R.S.R.

rîndul lor o specializare aprofundată de la caz la caz. Astfel, în domeniul meteorologiei şi climatologiei lucrează geografi fizicieni, fizicieni, agronomi; în domeniul hidrologiei s-au dovedit ca reuşite cadrele de geografi specializaţi în hidrologie (Cluj, Bucureşti) şi inginerii hidrotehnicieni; în domeniul gospodăririi apelor inginerii hidrotehnicieni, agronomi, silvicultori, geografi-hidrologi şi geografi cu profil de geografie economică şi aplicată.

În urma activităţii didactice au apărut un număr mare de tratate şi cursuri universitare şi pentru şcolile superioare de hidrotehnică, hidroameliorații, hidrologie, unde se formează cadrele de tehnicieni. Din manualele tipărite merită să fie subliniate cursurile de *Hidrologie* (1956) elaborat de M. Constantinescu, M. Goldstein, V. Haram şi alţii, *Curs de hidrologie* de I. Vladimirescu (1962), *Hidrologie generală* (1962 şi 1971) de T. Morariu, I. Pişota, I. Buta, *Rîuri, lacuri, mări* de I. Ujvári, (1962), *Hidrologie* (1965) de C. Diaconu şi D. Lăzărescu, *Mările şi oceanele Pămîntului* (1960 şi 1967), de P. Bărbuneanu, *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată* (1966) de V. Tufescu, *Eroziunea pe versanţi şi în albiile rîurilor* (1967) de V. Băloiu, *Hidraulica* (1965) de O. Blaga şi I. Panait, *Introducere în radiohidrologie* (1967) de E. Gaşpar şi M. Oncescu, *Hidrogeologia* (1952, 1957) de R. Ciocîrdel, *Hidrogeologie aplicată* (1953) de E. Liteanu etc.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL II

Condițiile fizico-geografice actuale ale formării resurselor de apă în România

După cum este cunoscut, formarea și regimul resurselor de apă sînt determinate de condițiile fizico-geografice și geologice. Scurgerea superficială și cea subterană este influențată, în principal, de *condițiile climatice* la care se adaugă și alți factori secundari cum sînt: relieful, solul cu scoarța de alterare, structura geologică, vegetația și activitatea umană. După aprecierile generale, factorii climatici au un rol determinant, efectul lor asupra apelor superficiale ajungînd la un procentaj de 80—90%. În cazurile azonale însă acest efect scade, (de exemplu, în regiunile carstice se reduc pierderile prin evapo-transpirație). În cazul apelor subterane scade influența factorilor climatici, și în general a celor geografici, o dată cu creșterea adîncimii resurselor de apă. Tot în această direcție se reduce și intensitatea schimbului anual al resurselor pînă la gradul de stagnare relativă (apele fosile, de zăcămînt).

CONDIȚIILE CLIMATICE ALE FORMĂRII RESURSELOR DE APĂ

Dintre factorii meteo-climatici, *precipitațiile* asigură posibilitatea completării resurselor de apă, iar *potențialul evaporației*, pierderile din bilanțul hidrologic. Unde valorile medii ale precipitațiilor anuale depășesc pe cele ale evaporației potențiale (regiunile carpatice din țara noastră), se observă un permanent exces de umiditate, iar unde ele rămîn mai mici, apare un deficit de umiditate care duce la conturarea zonelor secetoase (regiunile pericarpatice cu altitudine mică). Desigur, în variațiile ciclului anual, perioadele umede alternează cu cele secetoase, însă durata și efectul perioadelor cu deficit de umiditate scade cu altitudinea, cu gradul de depășire a evaporației potențiale de către precipitații.

Umezeala, ce completează rezervele momentane de apă din țara noastră, provine mai ales dinspre Oceanul Atlantic și Marea Mediterană (circa 80%), iar o parte se formează și în urma circuitului local (restul de circa 20%). Astfel, este normal ca versanții montani expuși direct spre centrele de proveniență a vaporilor de apă să fie mai bogat umeziți și să se dezvolte și o *zonalitate meridională* a gradului de umezire a diferitelor regiuni naturale. În vestul țării, de exemplu, cantitatea medie a precipitațiilor la aceeași altitudine depășește cu circa 20—50% pe cele din est. *Zonalitatea latitudinală* se resimte și ea în cantitatea precipitațiilor și a evapo-transpirației.

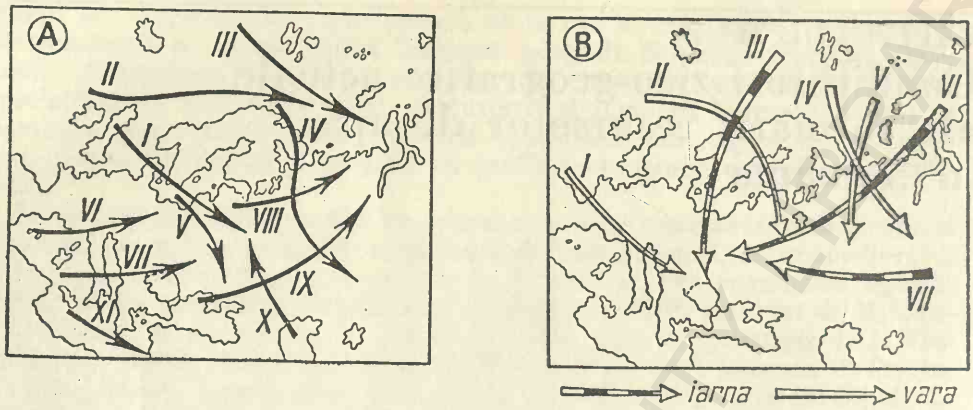


Fig. 1. Schițele traiectoriilor ciclonale (A) și anticiclonale (B) în Europa (după O.G.Kirceak și A.S. Zverev).

În primul caz aceasta duce la creșteri de ordinul a 10—20%, iar în al doilea caz la scăderi de 10—15%.

Clima țării noastre este moderat-continentală, ceea ce înseamnă că excesivitățile climei continentale sînt moderate de masele de aer oceanic, mai umede, sosite din vest și sud. Ciclonii care străbat România au o frecvență maximă dinspre Oceanul Atlantic, ei contribuind la ridicarea temperaturilor iarna și la scăderea lor în perioada de vară. Ciclonii subtropicali (mediteraneeni) contribuie mai ales, la ridicarea temperaturilor și precipitațiilor din perioada de iarnă.

Carpații au un efect puternic și multilateral asupra circulației atmosferice de la noi. Acest baraj natural înalt de 1 000—2 500 m formează un adevărat obstacol în fața maselor de aer în deplasare, producînd astfel și o compartimentare naturală a teritoriului țării. În urma efectului de baraj al Carpaților, se modifică traiectoriile ciclonilor și dezvoltarea lor normală. Ciclonii mobili deseori se despletesc la trecerea crestelor montane, adunîndu-se din nou în zona adăpostită. În acest timp, în interiorul maselor de aer în ascensiune apare răcirea adiabatică, ce duce la formarea precipitațiilor în munți, uneori chiar și din masele de aer care pe Cîmpia Panonică sau Cîmpia Română s-au dovedit inactive. În zona de descendență (în general versanții expuși spre est) din cauza încălzirii catabatice umezirea este mult mai redusă, crescînd în schimb valorile evapotranspirației.

Umezirea cea mai accentuată a teritoriului țării se produce pe traiectoriile ciclonale I, V și VI, VII, IX (fig. 1A). Masele de aer de pe traiectoria I asigură cantități importante de precipitații la începutul verii (mai, iunie, iulie), iar cele din ramura V mai ales în iulie-august, afectînd în mod deosebit nordul țării. Precipitațiile din restul cicloanelor (traiectoriile VI, VII, IX) asigură unele cantități de precipitații toamna și iarna în vestul și sudul țării.

Perioadele cele mai secetoase apar în două etape: iarna și la sfîrșitul verii — toamna. Ele se datoresc instalării unor stări anticiclonale. Traiectoriile acestora pot fi urmărite în fig. 1B. Cele sosite pe traiectoria VII provin din zona presiunilor maxime de iarnă care are loc în centrul continentu-

lui Eurasiatic, „axa lui Voekov" prelungindu-se în mod normal pînă în nordul ţării noastre. În timpul acţiunii acestor mase de aer temperatura aerului scade la valori minime, iar în Moldova şi estul Cîmpiei Române suflă vîntul puternic, cunoscut sub denumirea de „Crivăţ". El pătrunde şi în Depresiunea Trei-Scaune (Braşov), uneori şi în cea a Ciucurilor, producînd ierni de tip continental, geroase, cu cer senin, rîurile fiind acoperite repede cu o crustă groasă de gheaţă. Multe dintre pîraie seacă. Invazia maselor de aer rece acoperă deseori tot teritoriul ţării, însă frecvenţa iernilor continentale este mai redusă la vest de Carpaţi.

Pe traiectoria I se instalează, de obicei, anticiclonul azoric la sfîrşitul perioadei calde. Prezenţa lui aduce o arşiţă îndelungată, cu lipsa ploilor de durată, observîndu-se în schimb ploi convective de mare intensitate, mai ales, la începutul perioadei. În cazul unei lungi persistenţe, precipitaţiile pot lipsi aproape cu totul timp de 50—100 de zile. Desigur, resursele de apă în aceste perioade scad foarte mult şi rîuri destul de însemnate seacă.

Această compartimentare climatică are influenţă directă asupra tuturor elementelor climei şi asupra factorilor hidrologici în diferitele părţi ale ţării. La est de Carpaţi (în Moldova) întîlnim toate semnele particulare *climei provinciei est-europene*, cu contraste termice mari, cu scăderea umidităţii climei spre est. La vest de Carpaţi, în schimb, domină elementele specifice *climei provinciei central-europene* cu fond climatic continental dar cu influenţă oceanică dublă (atlantică+mediterană). Clima Bazinului Transilvaniei, a Munteniei şi Dobrogei poartă semnele unei tranziţii evidente între cele două provincii climatice. Există totuşi o diferenţă între ele: la vest de Carpaţi influenţa climei atlantice este mai pronunţată decît în sudul ţării. Provincia climei sud-europene se impune în Dobrogea şi în Muntenia prin moderarea climei de iarnă şi apariţia temporară a topirilor de zăpadă.

Efectul Mării Negre asupra climei ţării se reduce la o fîşie îngustă, litorală, cu precipitaţii reduse (350—400 mm/an). Aceasta se datoreşte în primul rînd faptului că circulaţia atmosferică dominantă şi aici este cea vestică. Vaporii de apă proveniţi de la suprafaţa Mării Negre sînt transportaţi astfel spre est, unde la poalele vestice ale Caucazului contribuie la formarea unor zone cu precipitaţii deosebit de abundente (1 000—4 000 mm/an). Este în schimb importantă condensaţia apei în solurile din Dobrogea, provenită în bună parte din umiditatea Mării Negre. Aceasta are influenţă asupra umidităţii solului şi probabil asupra resurselor de ape freatice.

Zonele de umiditate din România se conturează în funcţie de precipitaţii şi condiţiile termo-energetice ale peisajelor. Dintre legile de bază ale repartiţiei teritoriale sublinien: efectul zonalităţii verticale, al expoziţiei versanţilor faţă de circulaţia vestică şi scăderea umidităţii de la vest la est o dată cu creşterea continentalităţii.

Pentru teritoriul ţării noastre au fost studiate indicele de umiditate al lui Emm. de Martonne, Selianinov, Selianinov—Budîco şi raportul dintre potenţialul evaporaţiei şi precipitaţii. Variantele actuale au fost studiate pe baza unui şir de observaţii, efectuate timp de 55 de ani, asupra precipitaţiilor, iar potenţialul evaporaţiei (v. fig. 2) pe baza metodei Braslavsky—Vikulina.

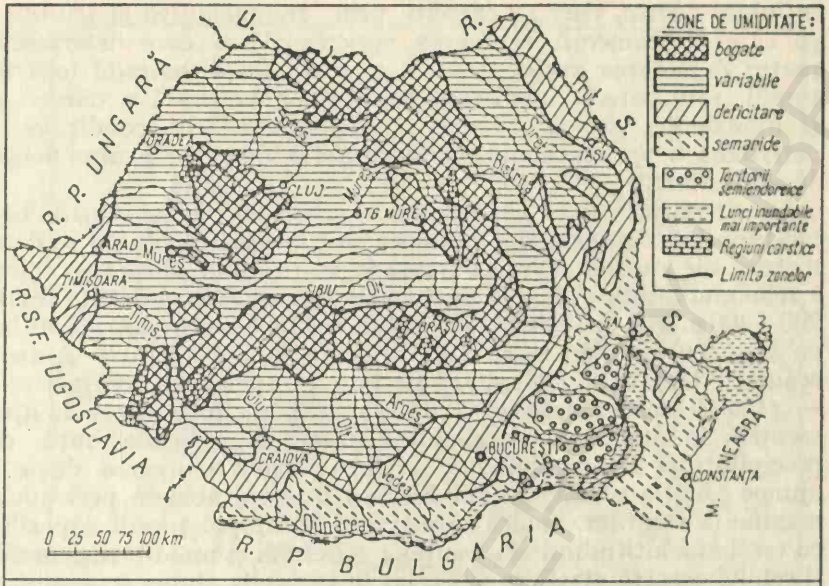
Fig. 2. Evaporația de la suprafața apei (potențialul evaporației); (după I. Ujvári și P. Gâștescu).

Din analizele care au urmat, au fost stabilite corelațiile strînse ce există între zonele de umiditate ale țării și tipurile de bilanț hidrologic (v. fig. 3). Zonele principale de umiditate din țara noastră sînt: *zona cu umiditate deficitară*, cu *umiditate variabilă* (zona subumedă), cu *umiditate bogată* și *cu umiditate excesivă*.

În zonele cu umiditate deficitară (pînă la semiariditate) se extind regiunile de stepă și cele de tranziție spre silvostepă. Potențialul evaporației depășește 700 mm/an, fiind mai mare cu 20 pînă la 100% decît cantitatea precipitațiilor. În circa 30 pînă la 60 de ani din 100 se resimt efectele dăunătoare ale secetei asupra producției agricole, cînd și apele sînt foarte scăzute. Se impune o irigare a terenurilor în medie cu 250—400 mm strat de apă anual.

În zona umidității variabile (sau subumedă) există un număr mare de ani cu umiditate bogată, care însă alternează cu cei cu umiditate deficitară, fenomen caracteristic silvostepei și zonei pădurilor de foioase. Anii secetoși, în care se impun irigații substanțiale ajung de la 10 pînă la 40 din 100. Normele medii de irigații sînt, în general, sub 250 mm/an. Rîurile nu au scurgere bogată dar, cu excepția piemonturilor, au debite în tot timpul anului. Secarea pîraielor este frecventă.

În zonele cu umiditate bogată și excesivă observăm gradienți ridicați ai coeficientului de umiditate. Ei sînt caracteristici pentru regiunile carpatice, unde precipitațiile depășesc evaporația potențială cu 10 pînă la 50%. Aceasta ne semnalează prezența unor perioade scurte de secetă, care se



SIMBOL	ZONĂ DE UMIDITATE	INDICE DE ARIDIT. $\frac{E_0}{X_0}$	VALORI CARACTERISTICE ALE COMPONENŢILOR BILANŢULUI HIDROLOGIC							
			X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	η_0 –	S_0 (mm)	U_0 (mm)	W_0 (mm)	K_z –
UB	Umiditate bogată	< 0,8	700–1600	200–1400	200–510	0,25–0,90	150–900	50–500	580–700	0,50–0,90
UV	Umiditate variabilă (subumedă)	0,8–1,2	500–800	30–300	500–600	0,10–0,30	25–250	10–150	450–650	0,80–0,99
UD	Umiditate deficitară	1,2–1,5	475–550	20–50	450–510	0,05–0,10	15–40	5–10	450–530	>0,97
SA	Semiaridă (stepă)	1,5–2,5	350–500	5–25	350–475	<0,05	0–20	<10	350–500	<0,99

Fig. 3. Zonele principale de umiditate din România (I. Ujvári)

reduc o dată cu creşterea altitudinii, corespunzînd zonei acumulărilor persistente a umidităţii, cu procese percolative aproape permanente.

Pentru caracterizarea sumară a elementelor climatice, se anexează un tabel de sinteză cu valorile caracteristice ale acestora pe unităţile climatice principale (v. tabelul din fig. 3). Din aceste materiale se pot urmări bine legile mai sus schiţate, iar unele caracteristici de detaliu cu privire la legile de repartiţie teritorială a elementelor climatice, se expun şi în capitolele cu bilanţul şi regimul hidrologic.

INFLUENŢA RELIEFULUI

Se poate afirma, că pe suprafaţa ţării noastre repartiţia teritorială a abundenţei scurgerii este influenţată în primul rînd de varietatea mare a reliefului. Această influenţă are un caracter dublu şi anume: există o

influență directă, care se exercită prin fragmentarea și pantele reliefului, pe care se formează scurgerea superficială și care determină în bună partea deplasarea apelor freatice, și o *influență indirectă* (cea mai importantă), prin care se realizează zonalitatea verticală a climei, a scurgerii și abundenței apelor freatice. Compartimentarea condițiilor climatice, determină o varietate teritorială deosebit de mare a abundenței surselor de alimentare.

Datele cu privire la *panta medie a reliefului* din cuprinsul bazinelor de recepție (hidrografice) sînt cuprinse în tabelele referitoare la datele morfometrice ale rîurilor. De aici reise că, în regiunile carpatice căderea medie a reliefului atinge valori de peste 550 m/km, cele obișnuite fiind în jur de 200—400 m/km. În regiunile de dealuri ea scade la 80—200 m/km, iar în cîmpii cu fragmentări diferite ea variază între 5 și 60 m/km. Aceasta explică scăderea treptată a intensității drenajului apelor superficiale și subterane — pînă la limita stagnării — de la munte la cîmpie. Aceasta ajută în mod esențial la atrofierea regimului scurgerii superficiale, față de regimul precipitațiilor în regiunile de cîmpie, unde scurgerea de pe interfluvii ajunge pînă la albiile rîurilor în mod integral abia în perioadele umezirii maxime a solurilor, adică primăvara, în timpul topirii zăpezilor. O dată cu creșterea altitudinii și a pantelor reliefului și umidității generale a climei și solului această atrofiere scade, iar în regiunile alpine scurgerea urmărește aproape fidel regimul termic și al precipitațiilor.

Configurația reliefului influențează în mare măsură redistribuirea teritorială a rezervelor de zăpadă. Astfel, în zonele alpine, în fundul circurilor glaciare zăpada se acumulează în cantități imense pe cale eoliană și prin formarea avalanșelor. În regiunile de dealuri și de cîmpie zăpada transportată de vînt se acumulează în formele negative ale reliefului (organisme torențiale, crovuri, diferite forme erozionale vechi). Tot în aceste forme negative ale reliefului se observă și întîrzierea maximă a topirii zăpezilor și scurgerea cea mai intensă în timpul ploilor.

INFLUENȚA VEGETAȚIEI

Din întregul teritoriu al țării noastre pădurile ocupă circa 27%, pășunile 22%, iar restul de 51% revine suprafețelor agricole. Fiind cunoscută influența pe care o exercită vegetația asupra formelor de apariție a apelor, ne vom opri pe scurt asupra diferitelor aspecte.

Este știut faptul, că această influență se prezintă sub două aspecte: pe de o parte vegetația (mai ales cea arborescentă) contribuie la geneza unor structuri de sol mult mai afînat decît în locurile libere, prin aceasta mărindu-se permeabilitatea diferitelor tipuri de sol, pe de altă parte, pe lîngă această influență indirectă se manifestă și influența sa directă, dinamică, asupra rezistenței solurilor la eroziune. În regiunile împădurite unde apare și litiera formată din frunzișurile căzute, împletirea sistemelor de rădăcini duce la creșterea rezistenței suprafeței solului la eroziune, la înlesnirea infiltrațiilor și la menținerea umidității în sol.

Fondul forestier principal al țării noastre se găsește în regiunile carpatice, unde densitatea maximă a pădurilor se află în jurul altitudinilor de 900—1 400 m. La altitudini mai mari rărirea relativă a pădurilor se datorește-

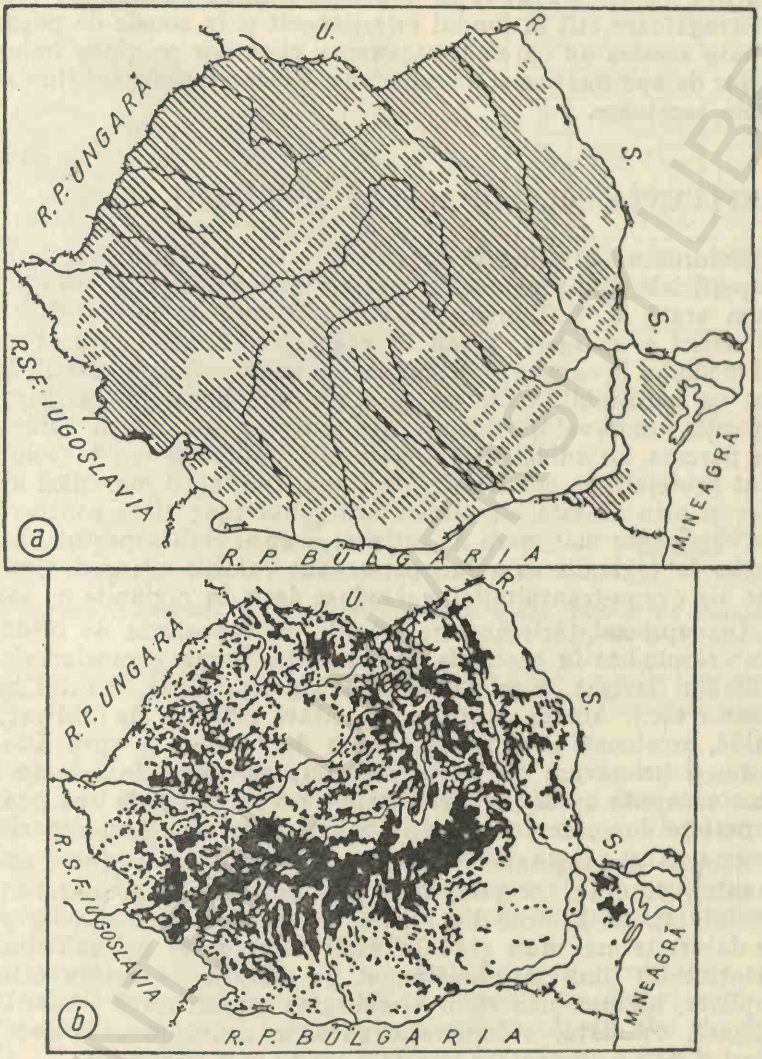


Fig. 4. Răspîndirea vegetației în trecut: *a.* cu circa 2000 de ani în urmă și *b.* în prezent. (în *România după I. Conea, I. Velcea*).

te factorilor climatici (zona pășunilor alpine se află în general la peste 1 700—1 800 m), iar la altitudini mai mici, pe lîngă factorii naturali, au intervenit și exploatările forestiere neraționale din trecut care și-au lăsat amprenta. Limitele actuale ale pădurilor (fig. 4) sînt dictate în regiunile joase, mai ales de interesele economiei naționale, resimțindu-se în incinta fondului forestier o gospodărire chibzuită: locurile exploatărilor sînt completate succesiv prin replantări.

În perioada refacerii fondului forestier, între 1950 și 1963 s-au reîmpădurit 1 090 411 ha, din care 91 484 ha pe terenuri degradate. Prin reîmpă-

duririle făcute s-a avut în vedere stăvilirea eroziunii şi reţinerea apelor distrugătoare atît în fondul forestier, cît şi în zonele de păşunat şi agricol. Toate acestea au ca efect atenuarea viiturilor pe rîuri, îmbogăţirea rezervelor de ape freatice şi de adîncime, ridicarea scurgerii fluviatile în perioadele secetoase.

INFLUENŢA SOLULUI ASUPRA SCURGERII

Solurile au o influenţă foarte importantă în procesul formării scurgerii superficiale şi în procesul alimentării apelor subterane prin infiltraţii. După cum arată M. I. Lvovici, solul joacă rolul de intermediar între factorii climatici şi scurgere, avînd în vedere că el reprezintă stratul superficial al mediului în care se formează scurgerea superficială. Astfel, în cazul solurilor cu permeabilitate mare, precipitaţiile bogate nu asigură întotdeauna apariţia unor valori ridicate ale scurgerii din cauza infiltraţiilor rapide pe parcurs. La adîncimi mai mari apele infiltrate rapid (solurile nisipoase) sînt protejate de evaporaţie, deci apar fluctuaţii mai mari ale apelor freatice şi prin aceasta ale alimentării subterane; efect contrar îl au solurile cu capacitate mai mare de reţinere a apei. Sub aspectul bilanţului hidrologic, în regiunile cu soluri permeabile valorile scurgerii sînt mai ridicate, iar ale evapo-transpiraţiei mai reduse decît în regiunile cu soluri argiloase.

În cuprinsul ţării noastre solurile cu capacitate de infiltraţie ridicată sînt răspîndite în regiunile pericarpatice (zona cernoziomului şi a cernoziomului levigat, zona solului cenuşiu de pădure, a celui brun-roşcat de pădure etc.). Aceste soluri au capacitate ridicată de infiltraţie în perioada caldă, secetoasă, şi capacitate mare de reţinere a apei. Din acest motiv iarna şi primăvara ele devin slab impermeabile, în schimb în perioadele secetoase este nevoie de o cantitate de 5—15 mm de apă pentru saturarea suprafeţei lor necesară apariţiei momentului scurgerii superficiale.

Solurile din regiunile de munte (ale pajiştilor alpine, soluri brune de munte), puternic levigate, au o permeabilitate mai scăzută în tot timpul anului, faţă de solurile din regiunile pericarpatice. Slaba lor permeabilitate se datoreşte mai mult gradului înalt de saturare cu apă din sol, care se menţine un timp mai îndelungat pe măsură ce creşte altitudinea (ape capilare, higroscopice etc.). Umiditatea excedentară a solurilor de munte asigură, totodată, o infiltraţie aproape continuă a apelor freatice spre rîuri şi deci o alimentare bogată a lor pe cale subterană.

CONDIŢIILE GEOLOGICE ALE FORMĂRII APELOR SUBTERANE ŞI SUPERFICIALE

Înţelegînd sub noţiunea condiţiilor geologice particularităţile rocilor de bază aflate în majoritatea cazurilor sub pătura de sol, sub scoarţa de alterare, admitem de fapt importanţa influenţei lor mai ales asupra apelor subterane. Scurgerea superficială este deci influenţată de factorii geologici în mod direct pe suprafeţe foarte reduse. Detaliile cu privire la structura geologică a ţării sînt tratate la capitolul consacrat apelor subterane.

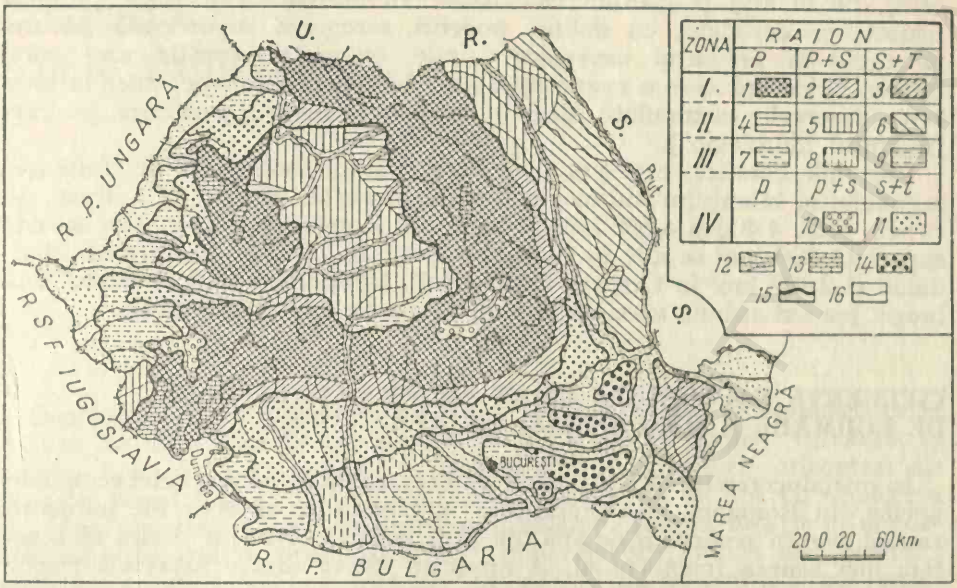


Fig. 5. Condiţiile geologice şi de relief ale intensităţii drenajului apelor freatice din România (după I. Ujvári şi P. Marosi).

Zonele: *I.* Drenări intensive r. 1, 2, 3); *II.* Drenări adînci (r. 4, 5, 6); *III.* Drenări încetinite (r. 7, 8, 9); *IV.* Pierderea apelor din rîuri la alimentarea apelor freatice (r. 10, 11); Alimentarea subterană a rîurilor: *p* = permanentă; *s* = semipermanentă; *t* = temporară; 12 = lunci; 13 = carst; 14 = teritorii semiondoreice; 15 = limită de zonă; 16 = limită de raion.

Din punct de vedere hidrologic o expresie globală foarte valoroasă a factorilor geologici şi de relief este condiţia de drenaj local al apelor subterane de către reţeaua fluviatilă. Ea, după cum s-a dovedit, este în strînsă corelaţie atît cu permeabilitatea rocilor de bază, cu fisuritatea, cu tectonica, cît şi cu energia reliefului. În fig. 5 sînt prezentate unităţile litologice şi de relief principale, care determină tipurile de drenaj al apelor şi cursurilor de rîuri cu scurgerea permanentă diferită.

În regiunile carpatice, constituite din roci fisurate, slab permeabile sau impermeabile, există un *drenaj intens* al apelor superficiale, deluviale şi de fisuraţie. Permanenţa scurgerii depinde de completarea stocului de apă scurs (I. 1,2).

În regiunile piemontane, cu afundarea pronunţată a apelor subterane, reţeaua rîurilor nu poate intersecta nivelul freatic din care cauză seacă frecvent (IV. 10,11). Aceasta are relaţie directă şi cu geneza apelor subterane, aflate în *aria pierderii* permanente a apelor superficiale.

În regiunile de podiş, cu roci permeabile în alternaţă cu cele impermeabile, intersectate adînc de reţeaua fluviatilă, se formează condiţiile *drenajului adînc* (II. 4,5,6).

În regiunile de cîmpie, cu ape freatice situate în jurul nivelului rîurilor, *drenajul este încetinit* şi procesele hidrologice se petrec, mai ales, pe verticală (III. 7,8,9).

Dintre formaţiunile geologice, influenţă hidrologică deosebită le au calcarele carstificate, diaclazate, fie în poziţie suspendată (cu drenaj in-

tens), fie în aria podişurilor calcaroase. În masivele calcaroase puternic fisurate şi corodate, cu doline, polieuri, scurgerea superficială pătrunde rapid în orizontul cavernicol unde evapo-transpiraţia are valori infime. Orice reducere a evaporaţiei din bilanţul hidrologic, duce la creşterea rezervelor acumulate, deci la mărirea scurgerii periferice (v. cap. „Bilanţul hidrologic").

Regiunile carstice, care pot avea local un rol hotărîtor în formarea regimului şi bilanţului hidrologic ocupă, după M. Bleahu, Th. Rusu, V. Sencu, între 4 400 şi 4 602 km² pe teritoriul României (8, 214). Din această suprafaţă 809 km² se află în Carpaţii Orientali, 724 km² în Carpaţii Meridinali şi 2 467 km² în Carpaţii Occidentali. Menţionăm încă şi carstul Dobrogei (cu extensiune maximă în sud) care ocupă 602 km² (214).

INFLUENŢA FACTORULUI UMAN ASUPRA CONDIŢIILOR DE FORMARE A RESURSELOR DE APĂ

În introducerea lucrării şi în capitolul consacrat în mod special economiei apelor din România, sînt prezentate numeroasele aspecte ale influenţei omului asupra resurselor de apă din ţara noastră. Nici nu dorim să insistăm aici asupra fenomenului, ci amintim cîteva dintre aspectele principale. Astfel, dintre modificările de fond menţionăm faptul că în regiunile agricole, după cooperativizarea agriculturii, a fost introdusă agrotehnica modernă pe mai bine de 60% din total, element ce a determinat reducerea scurgerii superficiale, improductive, spre rîuri (probabil în jur de 8—9%). Reducerea debitelor de vară — datorită irigaţiilor — este un fenomen specific cîmpiilor. Numeroase măsuri agrotehnice de deviere a cursurilor unor ape, servesc pentru dirijarea apelor disponibile spre regiuni mai secetoase. Lucrări vaste de desecări au modificat condiţiile hidraulice ale apelor curgătoare din lunci şi în special în lunca Dunării. Se extind pe scară largă lucrările de retenţie în munţi etc. Dezvoltarea într-un ritm susţinut a industriei şi agriculturii din ţara noastră atrage după sine uniformizarea tot mai accentuată a regimului apelor în timp şi pe teritoriu.

BCU IASI/CENTRU

CAPITOLUL III

Apele subterane

Deobicei, în literatura de specialitate, apele subterane se divizează după natura lor hidraulică în *ape descendente* şi în ape cu *caracter ascendent* în foraje. Apele primei categorii se află localizate în primele orizonturi ale scoarţei terestre şi au un schimb intens de resurse de apă cu atmosfera şi hidrosfera, iar cele din categoria a doua sînt deobicei închise în orizonturi acvifere izolate prin orizonturi impermeabile, adică se consideră *captive*. Ca geneză, apele subterane descendente iau naştere în urma circuitului actual al apelor (în ciclu anual), iar cele de adîncime pot avea un ciclu de reînnoire multianual, multisecular sau chiar în perioade geologice, cum este de exemplu cazul apelor subterane fosile, veterice, de zăcămînt; în cazul proceselor postvulcanice am putea identifica şi unele resurse de ape juvenile.

În categoria *apelor descendente* se pot separa: *apele freatice* din primul orizont acvifer cu resurse permanente, a căror arie de alimentare corespunde cu aria de răspîndire teritorială; *apele suprafreatice* sau *epidermice* acumulate temporar în zona de aeraţie aflată deasupra stratului freactic; *apele captive descendente*, rezultate prin deschiderea stratului captiv de eroziunea fluviatilă de adîncime. Aria lor de răspîndire teritorială nu coincide cu aria de alimentare (capetele de strat).

Apele ascendente pot fi arteziene sau subarteziene în funcţie de poziţia nivelului piezometric faţă de relieful suprafeţei terestre.

APELE FREATICE ŞI CELE CAPTIVE DESCENDENTE

Mai mult cu scop de sistematizare şi de descriere, în ultimul timp au apărut o serie de studii referitoare la raionarea apelor freatice. Ele diferă oarecum între ele datorită principiilor diferite adoptate de autori la separarea unităţilor taxonomice.

Prima raionare elaborată de I. Ujvári, P. Coteţ, şi E. Roşescu (1959) a avut la bază criterii complexe. Condiţiile climatice au fost considerate drept ca fond general prin identificarea zonelor cu umiditate bogată, variabilă şi deficitară. Peste acestea s-au conturat regiunile cu diferite condiţii de drenaj (intens în munţi, adînc în podişuri, slab în cîmpii şi cu

pierderi în piemont). Raioanele au fost divizate pe bază de litologie şi morfostructură.

Restul raionărilor, elaborate de H. Ioaniţoaia (1962) şi C. Tomescu, M. Rădulescu (1964), au fost făcute pe criterii aproape exclusiv reliefale (de exemplu „Regiunea hidrogeologică corespunzătoare zonei de munte" sau „Raionul corespunzător podişurilor structurale" etc.) precum şi litologice (corespunzător şisturilor cristaline etc.).

Avînd în vedere caracterul oarecum asemănător al principiilor adoptate, autorii celor trei raionări ajung la separarea unor unităţi care se aseamănă în linii mari.

Tratarea problemelor apelor freatice în cele ce urmează se va face pe baza raionării hidrogeologice elaborate de I. Ujvári şi P. Marosi (1969). Caracteristica principală a acestei raionări constă în clarificarea subordonării legice ale unităţilor taxonomice, a conţinutului lor la nivelul cunoştinţelor noastre actuale. Între altele, în această raionare se constată că pe teritoriul ţării noastre *zona hidrogeologică* în înţelesul integru al cuvîntului se poate identifica doar insular în regiunile de platformă, unde influenţa Carpaţilor ca unităţi azonale nu-şi lasă amprente prea puternice, în Podişul Moldovei, în Podişul Transilvaniei şi sudul Cîmpiei Române.

După cum este cunoscut, prezenţa lanţului carpatic întrerupe zonalitatea clasică, continentală, hidrogeologică (determinată de Ilin şi Lange) el fiind un adevărat acumulator de umiditate care distribuie un aflux de ape spre regiunile joase, periferice. Astfel, zonele largi piemontane (mai ales în sudul şi vestul ţării) conţin rezerve de ape freatice mult mai mari decît s-ar putea forma local şi acestea se transmit în parte şi cîmpiilor. Afluxul puternic de ape sosit mai ales prin cursurile rîurilor din care se produc infiltraţii laterale ridică, de exemplu, nivelul apelor freatice în Cîmpia de Vest pînă în apropiere de suprafaţa terenului, iar în Cîmpia Română, în lungul văilor, apar numeroase izvoare care marchează o zonă puternică de efilare. În avanzona cotului carpatic unde subsidenţa este cea mai accentuată apare, de asemenea, fîşia de cîmpie de divagare cu ape freatice apropiate de suprafaţă. Ea se continuă de fapt şi spre Cîmpia Rîmnicului şi a Bărăganului central şi de nord, unde se afundă treptat sub depozite loessoide.

Podişul Transilvaniei are caractere care ar corespunde zonalităţii continentale, hidrogeologice, însă el se află în condiţii climatice mai umede din cauza poziţiei amintite.

Pe harta raionării apelor freatice (fig. 6) apare termenul de „arie", în înţeles hidrochimic, intim legat de condiţiile de umiditate în care se acumulează sau se îndepărtează sărurile din sol prin spălare, levigare naturală. Pe teritoriul ţării noastre au fost identificate de N. Florea ariile sărăturilor continentale (52) care au caracter carbonatic în Cîmpia de Vest, cloruric în estul Cîmpiei Române şi sulfatic în Podişul Moldovei. Studiul apelor freatice a dovedit însă că tendinţa de salinizare a apelor freatice este mult mai largă decît cea a solurilor. În Cîmpia Transilvaniei, de exemplu, apele hidrocarbonatate au deseori concentraţii de peste 1 g/l, iar pe alocuri apar şi apele sulfatate cu mineralizări mult mai mari, nu numai în văi ci şi pe interfluvii. Aceeaşi situaţie se observă şi în Cîmpia Moldovei, Cîmpia de Vest, Cîmpia Română, Dobrogea etc. deci în regiunile unde cantitatea anuală a precipitaţiilor rămâne sub valoarea potenţialului eva-

poraţiei. Această arie a fost denumită de P. Marosi *„zonă a ciclului de salinizare continentală"* (în sensul terminologiei raionării lui Kamenski). *Aria ciclului de levigare* coincide cu zona umidităţii excedentare din ţara noastră, deci cuprinde regiunile carpatice. Aici din cauza intensităţii mari a schimbului resurselor de apă prin levigare, se îndepărtează uşor sărurile de NaCl, $MgSO_4$ şi rămîn în bază cele de $CaHCO_3$ cu o mineralizare uneori foarte redusă (pînă sub 50 mg/l).

Avînd în vedere aceste particularităţi specifice ale teritoriului ţării noastre ca unitate mare, primordială, a fost aleasă *macroregiunea apelor freatice*, care cuprinde unităţile tectonice principale: orogenul carpatic (A), depresiunile, podişurile şi bazinele intercarpatice (B) şi extracarpatice (C). *Regiunile* sînt unităţile tectono-structurale din interiorul macroregiunilor în care apele freatice au caractere specifice, iar *raioanele* sînt separate în funcţie de condiţiile morfo-structurale de cantonare a apelor freatice. În macroregiunea orogenului carpatic sînt separate unităţile principale ale Carpaţilor ca *regiuni* hidrogeologice, iar în interiorul lor *subraioanele* pe baza condiţiilor litologice.

Menţionăm, că teritoriile macroregiunilor B şi C se află în condiţii climatice diferite (central-european, respectiv est-european) ceea ce se reflectă atît în abundenţa rezervelor de ape freatice, cît şi în regimul lor. Aceste diferenţe se oglindesc foarte bine în studiul scurgerii minime a rîurilor (v. fig. 38) unde se evidenţiază abundenţa mai mare a apelor freatice în restul ţării decît în est. Totodată din curbele de frecvenţă din fig. 40, reiese clar faptul, că în timpul iernii există o reproducere sistematic mai abundentă a apelor freatice în vest decît în est (presupunînd că alimentarea subterană a rîurilor este în raport direct cu rezervele de ape freatice).

De asemenea, în interiorul unităţilor hidrogeologice au fost separate şi *apele freatice azonale*, a căror regim şi rezerve depind în mică măsură de condiţiile climatice. Astfel, de exemplu, în regiunile *carstice* debitul specific al apelor freatice este mai mare decît în jur şi există concentrări mai mari de resurse spre anumite direcţii (izvoare carstice, izbucurile). Apele freatice din *lunci* au o alimentare directă din cursul de apă, deci regimul lor depinde în mare măsură de regimul apelor superficiale cu care se intercondiţionează. Adîncimea apelor freatice în lunci este constant sub 5 m din care cauză, deseori, se observă sărăturări continentale chiar dacă în luncă domină depozitele argiloase (de exemplu în lunca Dunării, în aval de Giurgiu, mineralizarea apelor freatice ajunge şi depăşeşte 5 g/l). Apele freatice din *mlaştini* şi *lăcovişti* ne indică, de asemenea, iviri, concentrări de resurse subterane mult mai mari decît cele posibile zonal. Apele freatice din *cordoanele litorale* (Chituc şi cele din Deltă) conţin lentile de apă dulce. În *dunele de nisip* se observă scurgerea excentrică în urma alimentării zonei centrale etc. Din punct de vedere hidrochimic sînt azonale *mineralizările clorurice* din regiunile subcarpatice şi cele diapirice, aflate în zona ciclului de levigare.

A. MACROREGIUNEA APELOR FREATICE DIN OROGENUL CARPATIC

Apele freatice din Carpaţi au o serie de caracteristici comune, distincte, faţă de restul unităţilor de relief. În primul rînd, în interiorul lor, se manifestă foarte puternic zonalitatea verticală a umidităţii, cantitatea medie

a precipitaţiilor depăşind valoarea evaporabilităţii de 1,5—5,0 ori, în sensul creşterii altitudinii. Pantele mari ale reliefului asigură un drenaj foarte intens al apelor freatice de pe interfluvii. Din acest motiv, precum şi datorită dominării rocilor compacte, fisurate, apele freatice sînt cantonate, mai ales, în scoarţa de alterare, ceea ce nu poate asigura rezerve momentane mari. Totodată precipitaţiile frecvente şi abundente completează rapid rezervele scurse şi se creează astfel o circulaţie a apelor freatice care ca intensitate sînt în raport direct cu gradul de umezire. De aici provine abundenţa mare a apelor freatice în munţi, marcată de existenţa numeroaselor izvoare care dau ape de calitate bună, cu mineralizare redusă (debit specific 1—10 1/s km^2).

În contrast cu interfluviile, în depresiunile intramontane se acumulează, în depozitele friabile, rezerve mari de ape freatice azonale care sînt drenate mai slab şi contibuie astfel la formarea lăcoviştilor, mlaştinilor eutrofe.

Litologia rocilor de bază din cuprinsul acestei regiuni hidrogeologice are o influenţă directă asupra cantonării apelor subterane în urma diferenţelor de fisuraţie subaeriană şi o influenţă indirectă prin formarea unei scoarţe de alterare caracteristică. Astfel, în subraioanele şisturilor cristaline există o fisuraţie subaeriană intensă pînă la adîncimi de 10—30 m, care este capabilă să reţină rezerve relativ mari, iar scoarţa de alterare este slab permeabilă, ceea ce duce la noi atenuări în intensitatea drenajului. În subraioanele dominării gresiilor, conglomeratelor, fisuraţia superficială este mai puţin adîncă, însă rocile de bază sînt mai puternic diaclazate. Deluviile şi eluviile sînt mai permeabile decît cele formate pe şisturi cristaline, ceea ce asigură o scurgere mai rapidă a apelor suprafreatice. Izvoarele alimentate din sisteme puternic dislocate au în schimb un regim destul de stabil. În subraioanele cu roci eruptive asistăm la posibilităţi mari de cantonare în piroclastite, în multe cazuri de stratificaţie, în schimb în eruptivul compact (andezite, bazalte), resursele sînt mult mai mici. În lanţul eruptiv izvoarele apar cu frecvenţă, cu debite relativ mari şi cu o mineralizare deosebit de redusă (50—100 mg/l).

A. I. **Apele freatice din regiunea Carpaţilor Orientali.** În regiunile Carpaţilor Orientali se includ apele freatice ale *subraioanelor rocilor cristaline* din munţii Maramureşului, Rodnei, Bistriţei, Giurgeului şi Ciucului, a *flişului cretacic-paleogen*, a *molasei subcarpatice* şi a *eruptivului* bordurii interne.

Regenerarea rezervelor de ape freatice este mai intensă pe flancul vestic al masivelor muntoase cuprinse în Carpaţii Orientali, unde debitul specific subteran variază între 2 şi 8 1/s/km^2. Versanţii estici (chiar şi în depresiunile intramontane) se disting prin rezerve mai reduse de reînnoire, valorile obişnuite variind între 1,5 şi 5,0 1/s/km^2.

Apele freatice de pe interfluviile subraioanelor cu şisturi cristaline şi ale flişului sînt cantonate mai ales în fisurile rocilor de bază şi în deluvii, dînd naştere la o frecvenţă mare a izvoarelor cu mineralizare redusă (80—500 mg/l)) cu ape carbonatate din grupa calciului. Gradul de mineralizare este şi mai redus în aria de răspîndire a rocilor eruptive, unde sînt frecvente apele cu o concentraţie de 50—100 mg/l, începînd din munţii Oaş-Gutîi, Ţibleş, Călimani şi terminînd în sud cu Munţii Harghitei.

În molasa neogenă întîlnim roci uşor friabile, în care din cauza tectonicii complexe cantonarea apelor freatice este mai variată. Se întîlnesc, pe lîngă apele deluviale, şi ape captive descendente. Mineralizarea apelor este redusă sau mijlocie (200—500 mg/l) şi domină apele carbonatate, însă în zona diapirică, în apropierea masivelor de sare sau a apelor fosile, este posibilă apariţia izolată, azonală, a izvoarelor cu mari concentraţii din grupa apelor clorurate. La nord, apele cloruro-sodice simple apar deja în bazinul superior al Sucevei, iar spre sud ele se ivesc mai ales în marile sinclinale longitudinale, marcate în parte de depresiunile din flişul paleogen şi al Subcarpaţilor, ele fiind cunoscute în peste 150 de puncte (fig. 6).

A. II. **Apele freatice din Carpaţii Meridionali.** Condiţiile litologice din Carpaţii Meridionali sînt mai omogene în sensul că în constituţia lor domină rocile cristaline străbătute de roci eruptive vechi (granite) sau mai noi (granodiorite), care la rîndul lor sînt acoperite de roci sedimentare de vîrstă permo-carboniferă şi mezozoică. În partea sudică apare şi subraionul molasei neogene cu roci carbonatice, cu intercalaţii de gipsuri, ivirea izolată a zonei salifere şi a apelor de zăcămînt. La contactul dintre Subcarpaţi şi Carpaţi apare zona calcaroasă din munţii Mehedinţi-Vîlcan, a munţilor Lotrului, Cernei, Almăjului şi carstul Locvei-Caraşului. Acestea acumulează cantităţi de ape subterane importante, folosite şi în alimentările cu apă (Anina, Izvarna-Coşteni, Runcu etc).

Pe marile linii tectonice marcate de depresiunile intracarpatice, umplute cu sedimente neogene, ale Almăjului-Mehadicăi-Caransebeşului-Petroşanilor şi Depresiunii Loviştei se găsesc ape freatice bogate. Prin drenaj adînc în ele se observă, de obicei, mai multe orizonturi de ape freatice şi captive descendente cu ape potabile bune, alimentate mai ales dinspre munţi.

În Depresiunea Haţeg-Pui apele freatice sînt cantonate, mai ales, în depozite cuaternare, iar marile conuri de dejecţie ale rîurilor montane şi cîmpurile aluviale dintre ele conţin cantităţi importante de ape freatice exploatabile.

În Carpaţii Meridionali circulaţia apelor freatice este intensă, iar debitele specifice subterane variază în jurul de 3—11 l/s/km² în masivele Retezat-Godeanu-Ţarcu şi în Munţii Făgăraş, în jur de 3—8 l/s/km² în masivul Parîng şi în jur de 2—5 l/s/km² în munţii Banatului, Poiana Ruscăi şi Sebeş. Mineralizarea apelor freatice este, în general, redusă. Ivirea izvoarelor sărate (foarte rare de altfel) nu influenţează tabloul general în care domină apele hidrocarbonatate. Creşterea mineralizării şi durităţii apelor se observă în regiunile subcarpatice (pînă la 500—600 mg/l).

A. III. **Regiunea Munţilor Apuseni.** Această unitate se distinge prin varietatea condiţiilor de cantonare a apelor freatice. Astfel, în munţii Bihor, Gilău, Meseş, Plopiş, Codru-Moma şi în Munţii Zarandului, apele freatice se găsesc îndeosebi în rocile cristaline. În platforma largă a Munţilor Gilăului se formează adevărate pînze acvifere în cuvertura argiloasă. În partea sudică a regiunii apar şi subraioanele apelor freatice cantonate în flişul cretacic şi subraioanele eruptivului neogen.

Mai ales în partea vestică a Munţilor Apuseni, scurgerea subterană ne indică o circulaţie subterană intensă, debitele specifice variind între 2—8 l/s/km². Debitul mediu scade spre Munţii Gilăului la 2—5 l/s/km²

și spre munții Metaliferi-Trascău la 1—3 l/s/km². Din cauza prezenței rocilor carbonatice, apele freatice au mineralizarea redusă în aria răspîndirii rocilor cristaline și eruptive și mineralizare mijlocie în zona flișului.

Sînt bogați în ape carstice munții Pădurea Craiului, Padișul, carstul Podișului Scărișoarei, carstul Vașcăului și masivele calcaroase din munții Trascău-Bedeleu.

B. MACROREGIUNEA APELOR FREATICE DIN DEPRESIUNILE ȘI BAZINELE INTERCARPATICE DIN PROVINCIA CLIMATICĂ CENTRAL-EUROPEANĂ

Macroregiunea cuprinde regiunile Cîmpiei de Vest și ale Bazinului Transilvaniei. Ambele sînt unități extinse, sedimentare și sînt delimitate precis atît din punct de vedere tectonic, genetic, cît și morfologic. Regiunile respective se află sub influența accentuată a climatului oceanic, care contribuie la o umezire relativ bogată. Influența oceanică se resimte îndeosebi în Cîmpia de Vest ceea ce determină ca stratul freatic să fie alimentat mai frecvent în timpul iernii (topiri de iarnă). În ambele regiuni domină apele ciclului de levigare, mai ales în raioanele din apropierea munților (fig. 6) unde umiditatea generală este mai ridicată. Debitele medii ale apelor freatice variază în jur de 0,1—1,5 l/s/km².

B. IV. **Regiunea apelor freatice din Cîmpia de Vest.** În cadrul regiunii se pot observa următoarele raioane tipice pentru regiunile sedimentare pliocen-cuaternare:

IV. 1. Ape freatice și ape captive descendente în Piemonturile vestice adînc fragmentate, cu drenaj intens. Apele freatice propriu-zise sînt suspendate pe interfluvii și sînt exploatate pentru alimentări cele din lunci și izvoarele;

IV. 2. Ape freatice și ape captive descendente în formațiuni piemontane slab fragmentate (dominant pleistocene), cu dezvoltarea orizonturilor freatice mai ales pe interfluvii și lunci, ambele exploatabile. Adîncimea apelor freatice pe interfluvii este în jur de 10—25 m, iar în lunci în jur de 1—5 m;

IV. 3. Ape freatice în cîmpii piemontane. Ele au răspîndirea maximă, deoarece însăși Cîmpia de Vest a luat naștere prin îngemănarea unor serii de conuri mari de dejecție (Tisa, Tur, Someș, Crișuri, Mureș, Timiș-Bega, Bîrzava, Caraș), care prin căderea lor naturală determină și în prezent deplasarea apelor freatice și adîncimea lor. (Scăderea treptată cu îndepărtarea de la marginea piemonturilor înalte, de la 10—15 m la 2—5 m, v. fig. 7). La limita exterioară a formațiunilor de piemont se manifestă și zona de efilare în văile fluviatile neîndiguite sub forma izvoarelor, lăcoviștilor și chiar a tendințelor de înmlăștinire eutrofă;

IV. 4. În raioanele cîmpiilor de divagare joase, de subsisdență (v. fig. 7) apele freatice sînt apropiate de suprafața terenului (0,5—3,0 m) și au o scurgere foarte lentă sau sînt chiar stagnantă. Regimul lor este puternic influențat de lucrările de îndiguiri, desecări, de formarea apelor interioare. În aceste condiții sînt frecvente solurile sărate, igrasiile la clădiri, cali-

Fig. 7. Harta adîncimii apelor freatice din Cîmpia de Vest (după E. Rosescu).

tatea slabă a apelor (mineralizare ridicată, conținut organic abundent, infectări din îngrășăminte chimice etc.);

IV. 5. Raioane cu ape freatice în cîmpie, de tip intern cu acoperiș loessoid, se întîlnesc izolat în Banat și pe o suprafață mai mare la nord de Mureș în zona de graniță. Aici apele freatice sînt la adîncimi mai mari și calitatea lor este mai bună.

Dintre apele azonale amintim cele din Mlaștina Ecedului, care în prezent sînt în bună parte drenate și apele freatice din raionul nisipos ale Eriului,

unde apele freatice alimentează o serie de ochiuri de apă aflate în faza de înmlăştinire eutrofă.

În Cîmpia de Vest resursele de ape freatice sînt cantonate, mai ales, în depozite fluvio-lacustre, nisipoase, acoperite uneori, pe extensiuni mari, de depozite argiloase impermeabile sau semipermeabile (conul de dejecţie Someş-Tur, Crişul Negru etc.) sau local cu depozite loessoide. Aceasta îngreunează în mod esenţial regenerarea prin infiltraţii verticale a apelor freatice şi formează totodată condiţii pentru ascensiune hidrostatică locală în orizontul considerat freatic.

În această regiune domină apele carbonatate din grupa calciului (caracteristică zonală) care îşi au originea în zona de la nord şi sud de bazinele Eriului şi Aranca cu tendinţe de salinizare continentală, clorurică. În golful Şimleului prin eroziune de adîncime apar unele resurse de ape de zăcămînt sulfatate-clorurice din pliocen (Zăuani, Suplac, Ban, Zalnoc, Ghenci etc.).

B. V. **Regiunea apelor freatice din Bazinul Transilvaniei.** Apele freatice şi cele captive descendente din această regiune sînt acumulate în depozite paleogen-neogene, adînc fragmentate. În cuprinsul regiunii domină umiditatea variabilă, care asigură o scurgere subterană spre rîuri de circa 0,1—1,0 l/s/km². În interiorul lui se identifică patru raioane mari.

B.V.1. *Monoclinul periferic* se distinge prin ape freatice cantonate în depozite miocene, oligocen-acvitaniene şi eocene. În aceste formaţiuni sînt frecvente intercalaţiile calcaroase (Cluj-Stana), de gipsuri (Leghia-Huedin) care duc la răspîndirea mare a apelor sulfatate, de tufuri vulcanice sedimentate în mediu marin, care afectează şi ele condiţiile de răspîndire şi calitatea apelor subterane. Cu excepţia ariei apelor sulfatate cu duritate ridicată (50—70 g), restul apelor freatice au mineralizare mijlocie, uneori ridicată, şi sînt considerate rezerve cu o potabilitate bună.

B.V.2. *Apele freatice ale brîului structurilor diapirice* sînt sărate în apropierea masivelor de sare (Sărăţel, Beclean, Ocna Dej, Someşeni-Cluj, Cojocna, Turda, Ocna Mureş, Miercurea-Băi, Ocna Sibiului, Ideciu, Sovata-Praid, Homorod). Apele neafectate de dizolvarea sării sînt carbonatate, cu tendinţă de îmbogăţire în sulfaţi. În general apele au duritate ridicată.

B.V.3. *Apele freatice din raionul cu structuri în brahianticlinale şi domuri* sînt răspîndite în partea centrală a Bazinului Transilvaniei, în aria depozitelor nisipoase ale sarmaţianului şi pliocenului (fig. 11). Ele se adaptează structurilor monoclinale locale pe interfluvii şi pe alocuri se concentrează în izvoare cu debite acceptabile pentru alimentări cu apă. Calitatea lor este mai slabă în aria sarmaţianului şi mai bună în pliocen. În lungul cursurilor mai mari de apă datorită eroziunii de adîncime au fost intersectate orizonturi cu ape fosile clorurate, sulfatate, magneziene, iodurate, bromurate, care apar sub formă de izvoare (tip Bazna).

B.V.4. *Apele din depresiunile de contact* Făgăraş şi Sibiu se găsesc cantonate în depozitele fluviale cuaternare. La limita exterioară a numeroaselor conuri de dejecţie, care se înşiră la contactul cu munţii, se manifestă o zonă de efilare a apelor freatice. În stînga Oltului se formează o adevărată zonă de divagare a cursurilor de ape, care vin dinspre Munţii Făgăraş şi care în incinta terasei largi ridică nivelul apelor freatice. În aval de

Voila, prin adîncirea cursului Oltului, rezervele infiltrate pe terasă se ivesc sub formă de izvoare în stînga rîului. În estul şi vestul depresiunii se observă apariţia izvoarelor sărate, datorită pătrunderii în aceste părţi a zonei diapirice. De altfel, apele freatice au o potabilitate bună în Depresiunea Făgăraş şi mai slabă în cea a Sibiului.

C. MACROREGIUNEA APELOR FREATICE DIN DEPRESIUNILE ŞI PODIŞURILE EXTRACARPATICE DIN PROVINCIA CLIMATICĂ EST-EUROPEANĂ

În această macroregiune sînt cuprinse Cîmpia Română, Podişul Moldovei şi Podişul Dobrogei. În cuprinsul lor scurgerea subterană, spre rîuri, este mai redusă faţă de aria climei central-europene, iar perioada alimentării apelor freatice prin infiltraţii în timpul iernii se reduce treptat din Oltenia spre nordul Moldovei. Scurgerea subterană variază între 0,015 şi 0,5 l/s/km².

În Depresiunea Valahă se distinge regiunea hidrogeologică vestică — C.VI. (pînă la Argeş) şi cea estică — C.VII. În primul caz tranziţia dinspre munte spre cîmpie se face treptat prin Piemontul Getic unde apele freatice se află la mari adîncimi ; la est tranziţia între dealurile subcarpatice spre Cîmpia de divagare Mizil-Stîlpu este bruscă. În cîmpia de divagare apele freatice sînt apropiate de suprafaţă, ceea ce se oglindeşte şi în hidrochimism.

C. VI. **Regiunea vestică a Cîmpiei Române.** Apele freatice din această regiune au trei raioane distincte (fig. 6) care se succed dinspre Subcarpaţi spre cîmpie, în mod clasic.

În partea nordică a Podişului Getic se evidenţiază clar zona *piemontană înaltă* (C.VI.1), adînc fragmentată, constituită dintr-un pachet gros de pietrişuri de vîrstă villafranchiană (pietrişuri de Cîndeşti), în care apele freatice se află la mari adîncimi (pe interfluvii peste 100 m), sub nivelul chiar al albiilor fluviatile autohtone. În acest mediu puternic permeabil, apele superficiale se infiltrează cu rapiditate, din care cauză toate pîraiele au un caracter intermitent. Unele orizonturi locale, intercalate, permit totuşi acumulări de ape freatice sau chiar captive descendente. Cu toate acestea în aria piemontană înaltă se resimte o lipsă acută de apă, localnicii construindu-şi „benturi" pentru acoperirea nevoilor gospodăreşti.

Spre contactul dintre piemont şi cîmpie se pune în evidenţă un al doilea raion caracteristic apelor freatice, cel al *cîmpiilor piemontane* (C.VI.2). Aici orizontul acvifer este format din nisipuri fluvio-lacustre, cu lentile de pietrişuri. Adîncimea nivelului apelor freatice variază între 10 şi 30 m pe interfluvii, iar rîurile încep să intercepteze unele surse prin care cursurile lor devin treptat semipermanente. Menţionăm, că la sud de cursul Motrului o influenţă mare asupra direcţiei de deplasare (NV—SE) a apelor freatice o au liniile de sedimentare ale marelui con de dejecţie al Dunării inferioare, transformat ulterior într-o succesiune de terase ale Dunării.

În cel de al treilea raion (C.VI.3) care corespunde zonei periferice a cîmpiei piemontane acoperită cu depozite loessoide, apare linia de efilare a apelor freatice, care dau izvoare în văile fluviatile şi la baza teraselor dunărene. Apele freatice rămîn la adîncimi relativ mari pe interfluvii (10—30 m) din cauza pachetului loessoid gros ce acoperă orizonturile acvifere.

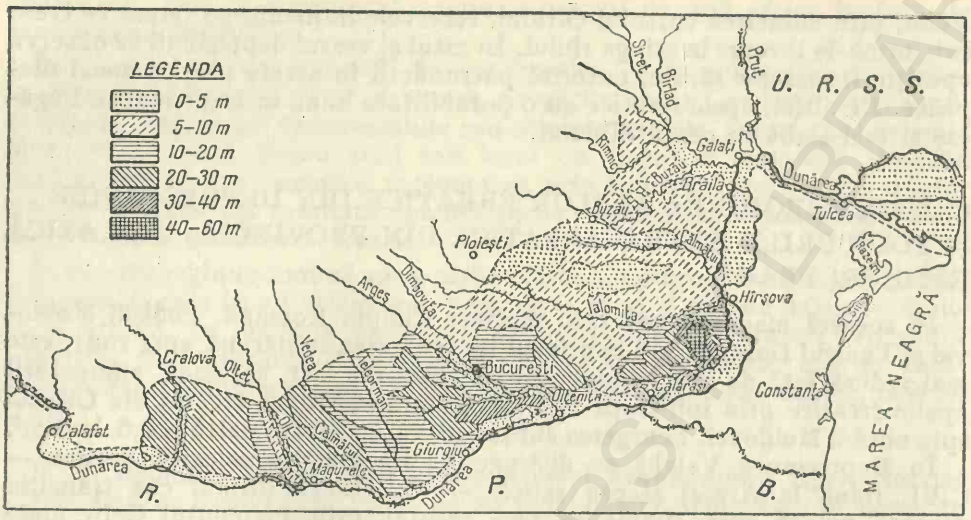


Fig. 8. Harta adîncimii apelor freatice din Cîmpia Română, (după E. Roşescu).

În general, în ape domină carbonaţii, iar mineralizarea şi duritatea apelor creşte spre periferia piemontană pînă la circa 1 g/l, respectiv 15—25 gg.

C.VII. **Regiunea estică a Cîmpiei Române.** În această regiune a apelor freatice se observă efectul subsidenţelor din faţa curburii carpatice, din care cauză piemonturile clasice lipsesc aproape cu totul între Prahova-Buzău, iar trecerea dinspre Subcarpaţi spre cîmpia internă se face prin cîmpii de subsidenţă, de divagare (raion *C*.7.c). La nord de Buzău o amploare mare o are Piemontul înalt al Rîmnicului, cu o trecere treptată spre Cîmpia piemontană a Rîmnicului (*C*.7.d). Din profilul clasic, făcut pentru această regiune de P. Marosi, se poate stabili cu exactitate zona de afundare şi de efilare a apelor freatice. Menţionăm că Piemontul înalt al Rîmnicului (*C*.7.d), constituit tot din pietrişuri cuaternare este acoperit şi de un strat de depozite loessoide care îngreunează şi mai mult infiltrarea apelor meteorice şi deci alimentarea orizontului freatic care se află astfel la adîncimi mari.

În Cîmpia Bărăganului (*C*.VII.1) peste depozitele fluvio-lacustre s-a depus un strat loessoid cu grosimi variabile (mai mic la nord şi mai mare la sud de Ialomiţa). În Bărăganul de nord şi central apele freatice sînt cantonate în orizonturi acvifere slab permeabile, din care cauză schimbul rezervelor pe orizontală este foarte încetinit. Adîncimea nivelului freatic este în jur de 3—6 m, iar oglinda lui are cădere spre Dunăre şi Ialomiţa. În acest spaţiu apele freatice au o mineralizare variată, cu dominarea apelor clorurate şi sulfatate. În sudul Bărăganului, unde există un schimb mai intens al apelor freatice, domină apele carbonatate potabile; din cauza cuverturii groase de depozite loessoide, adîncimea lor creşte spre est de la circa 10 m la peste 50 m în Cîmpia Hagienilor.

C. VIII. **Regiunea Podişului Moldovei.** În cadrul acestei unităţi pe lîngă apele freatice o răspîndire mare o au şi apele captive descendente.

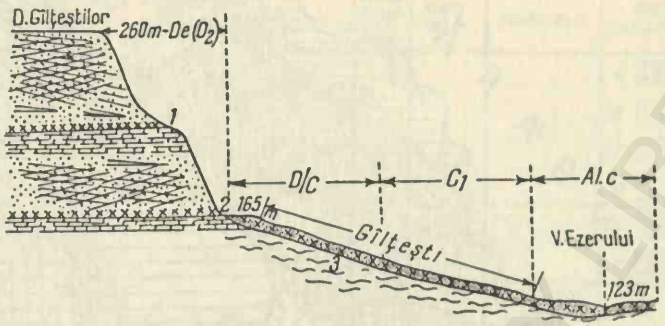


Fig. 9. Tip de drenaj adînc al apelor captive descendente în Podişul Bîrladului (după C. Martiniuc).

1. Ape freatice; *2.* Ape captive descendente; *3.* Ape deluviale, coluviale.

C.VIII.1 *Apele freatice din podişurile Sucevei şi Bîrladului* au o răspîndire în structuri monoclinale, în sedimente sarmaţiene, la nord de latitudinea Huşului şi în depozite pliocene la sud. Pe interfluviile largi, adîncimea apelor freatice suspendate variază între 10 şi 30 m, iar în aria răspîndirii calcarelor sarmaţiene de Hîrlău şi Repedea la adîncimi şi mai mari. Ele apar sub forma de izvoare cu apă potabilă, deseori mascate de depozite deluviale. Debitul lor, cu excepţia celor influenţate de carst, este redus. Un profil caracteristic raionului este reprezentat în fig. 9.

C.VIII.2. *Apele freatice din Cîmpia Jijia-Bahlui* sînt cantonate în depozitele argiloase volhiniene (sarmaţiene), cu intercalaţii nisipoase de mică importanţă hidrogeologică şi orizonturi gipsoase. În aceste condiţii apele freatice exploatabile se întîlnesc în luncile rîurilor, cu depozite slab permeabile şi sulfatate. În general, se observă ape freatice sulfatate cu mineralizare şi duritate înaltă, slab potabile sau nepotabile.

C.VIII.3. *Apele freatice din Piemontul Covurluiului* prezintă zonalitatea internă piemontană, cu efilări slabe spre partea sudică. Depozitele cuaternare, sînt constituite din nisipuri cu intercalaţii argiloase, din care cauză pe alocuri apar şi apele captive descendente. Apa potabilă este extrasă din văi prin puţuri, deoarece pe interfluvii adîncimea ei variază între 10 şi 30 m. Deşi au mineralizare şi duritate ridicată (0,6—1,0 g/l, 15—25 gg) apele carbonatate se folosesc cu succes pentru alimentări cu apă. Pîraiele locale seacă cu intermitenţă.

C. IX. **Regiunea Podişului Dobrogei.** Deşi tectonic şi litologic regiunea Podişului Dobrogei s-ar putea considera că aparţine unei macroregiuni prebalcanice, sub aspectul morfologic el se poate încadra în unitatea tratată.

C.IX.1. *Raionul apelor freatice din Dobrogea de sud* se distinge prin prezenţa orizontului calcaros acvifer sarmatic şi cu un orizont cu rezerve mai slabe la baza depozitelor loessoide din cuvertură. Văile carstice nu reuşesc să dreneze apele carstice decît la periferia podişului, din care motiv ele sînt seci. Cumpăna apelor carstice se află la vest de teritoriile semiendoreice Negru Vodă—Amzacea (v. fig. 6). Rezervele de la baza loessului sînt slab potabile şi seacă periodic (suprafreatice), fiind bune de băut cele din orizontul calcaros care în zonele de concentraţie subterană dau debite mari.

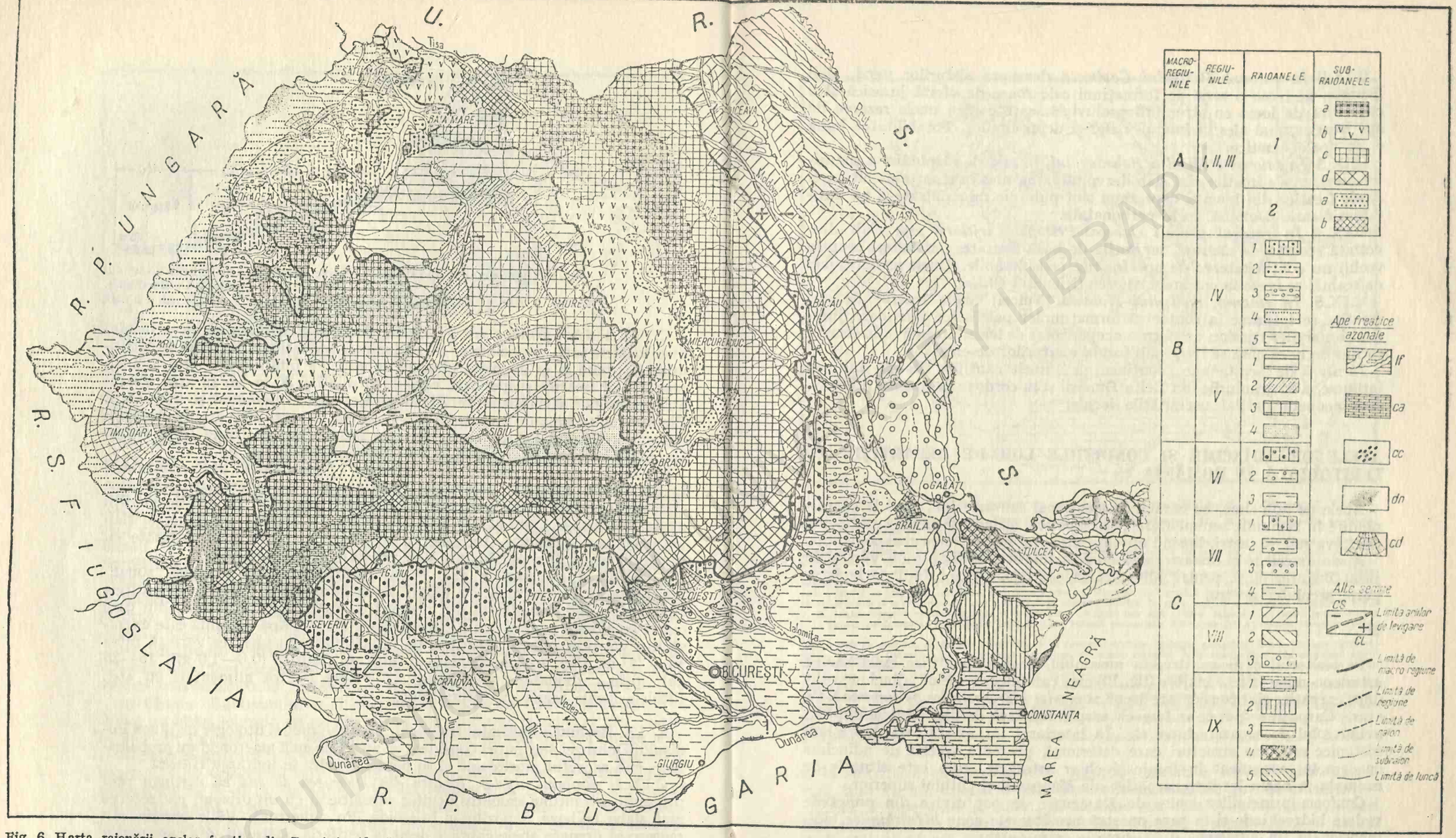


Fig. 6. Harta raionării apelor freatice din România (după I. Ujvári, P. Marosi).

A. Macroregiunea apelor freatice din orogenul carpatic; I. *Regiunea Carpaţilor Orientali*; II. *Regiunea Carpaţilor Meridionali*; III. *Regiunea Munţilor Apuseni*. Clasificarea raioanelor, comune pentru regiunile I—III: 1. Raionu apelor freatice corespunzător masivelor interfluviale; Subraioanele apelor freatice cantonate în: a. şisturi cristaline; b. roci eruptive; c. depozitele flişului cretacic-paleogen; d. depozitele molasei neogene; 2. Raionul apelor freatice corespunzător depresiunilor intracarpatice; Subraioanele apelor freatice cantonate în: a. bazine cu sedimente cuaternare slab fragmentate; b. bazine cu sedimente terţiare adînc fragmentate.

B. Macroregiunea apelor freatice din depresiunile şi bazinele intercarpatice din provincia climatică central-europeană. IV *Regiunea apelor freatice din Cîmpia de Vest*. Raioanele apelor freatice în condiţiile: 1. piemontului înalt, intens fragmentat 2. piemontului slab fragmentat; 3. cîmpiei piemontane; 4. cîmpiei joase de subsidenţă; 5. cîmpiei interne cu cuvertură de loess.

V. *Regiunea apelor freatice din Bazinul Transilvaniei*. Raioane e apelor freatice în condiţiile: 1. morfostructurilor monoclinale, paleogene-neogene, periferice 2. structurilor diapirice de sare („inelul diapiric"); 3. structurilor centrale de brahianticlinale domuri; 4. depresiunilo de contact (Făgăraş—Sibiu).

C. Macroregiunea apelor freatice din depresiunile şi podişurile extracarpatice din provincia climatică est-europeană. VI. *Regiunea apelor freatice din vestul Depresiunii Valahe*. Raioane e apelor freatice în condiţiile: 1. piemontului acumulativ înalt, monoclinal, dislocat; 2. cîmpiei piemontane; 3. cîmpiei interne cu cuvertură groasă de loess.

VIII *Regiunea apelor freatice din estul Depresiunii Cîmpiei Române*. Raioanel: apelor freatice în condiţiile 1. piemontului acumulativ înalt, monoclinal dislocat; 2. cîmpiei piemontane; 3. a cîmpiei de divagare; 4. a cîmpiei interne cu cuvertură de loess, de grosime variabilă.

VII. *Regiunea apelor freatice din Podişul Moldovei*; Raioanel: apelor freatice în condiţiile 1. morfostructurilor monoclinale adînc fragmentate ale Podişurilor Sucevei şi Bîrladului; 2. Cîmpiei Jijia-Bahlui; 3. Piemontului Covurluiului.

IX. *Regiunea apelor freatice din Podişul Dobrogei*; Raioanele apelor freatice în condiţiile: 1. Dobrogei de Sud 2. Podişului Casimcei; 3. Podişului Babadag; 4. Culmii Isaccea-Pricopan-Cîrjelari; 5. Podişului Tulcea-Nalbant.

CL — Aria apelor freatice ale ciclului de levigare, în condiţiile umidităţii excedentare.

CS — Aria apelor freatice ale ciclului de salinizare continentală, în condiţiile umidităţii deficitare.

Apele freatice azonale: *lf* — apele freatice ale luncilor fluviatile; *ca* — apele freatice în rocile calcaroase, carstificate; *cc* — apele freatice în conglomerate calcaroase, slab carstificate; *dn* — apele freatice în dune de nisip, grinduri şi cordoane litorale; *du* — delte uscate conuri de dejecţie.

C.IX.2 *În raionul Podişului Casimcea* deasupra şisturilor verzi, slab fisurate, se ivesc o serie de formaţiuni calcaroase de vîrstă jurasică şi o cuvertură de loess cu structură proluvială, care conţin unele rezerve de ape freatice, mai ales în fundul văilor şi depresiunilor. Potabilitatea bună o au apele carstice.

C.IX.3 *În raionul Podişului Babadagului*, în aria de răspîndire a şisturilor verzi, apele freatice sînt slab dezvoltate, mai ales în scoarţa de alterare. Apele freatice din lunci şi depresiuni sînt puternic mineralizate şi au duritate ridicată. Domină apele carbonatate.

C.IX.4. *În raionul Culmii Isaccea-Pricopan-Cîrjelari* este slab dezvoltată scoarţa de alterare, iar rocile de bază fisurate (cristalin, eruptiv vechi) nu conţin rezerve de ape freatice considerabile. Unele izvoare, mai de seamă, se ivesc în calcarele triasice (Niculiţel 40 l/s).

C.IX.5. *În raionul Podişului Nalbant* (Tulcei) unele rezerve de ape freatice se întîlnesc la contactul formaţiunilor paleozoice inferioare, jurasice şi mai ales triasice, cu pătura acoperitoare de loess, precum şi în fisurile rocilor de bază care se ivesc sub forma martorilor de eroziune.

În afară de aceste ape „continentale", unele cantităţi de apă dulce se întîlnesc şi în grindurile din Delta Dunării şi în cordoanele litorale (Chituc), care acoperă parţial necesităţile locale.

APELE DE ADÎNCIME ŞI CONDIŢIILE LOR DE REPARTIŢIE TERITORIALĂ ÎN ROMÂNIA

Apele de adîncime, cu caracter ascensional sau artezian, au o largă răspîndire în regiunile sedimentare pericarpatice, aflîndu-se pînă la adîncimi de cîteva mii de metri, lipsind aproape cu totul în zonele cu roci compacte.

Apele arteziene şi subarteziene au fost folosite în Cîmpia de Vest şi în jurul Bucureştiului, pentru alimentarea centrelor urbane încă de la începutul secolului nostru.

■

Pe teritoriul ţării noastre, în ansamblu, se pot identifica cinci bazine arteziene-subarteziene majore (fig. 10) care cantonează ape de adîncime; regiunile carpatice sînt considerate drept ca *masive hidrogeologice de cumpănă*. Ca atare, Carpaţii se pot considera ca suspendaţi faţă de depresiunile din jur, avînd rolul de separare între ele. În interiorul lor există însă depresiuni tectonice sau alte structuri care determină prezenţa apelor de adîncime cu caracter ascendent în foraje şi chiar arteziene, cum este situaţia de exemplu, a bazinelor intracarpatice ale Mureşului şi Oltului superior.

Conform principiilor emise de Kamenski, se pot diviza din punct de vedere hidrochimic şi în ţara noastră următoarele zone *hidrochimice* bidimensionale (în adîncime şi în direcţie orizontală):

Zona A (cu ape dulci, carbonatate) coincide cu zona de alimentare a apelor de adîncime. Ea este răspîndită în brîul de bordură a tuturor depresiunilor principale din ţara noastră (Cîmpia de Vest, Bazinul Transilvaniei, Piemonturile vestice, Piemonturile sudice şi estice, în sud cursul Dunării pe sectoare, dar mai ales în aval de Giurgiu). Zona hidrochimică *A* se întinde

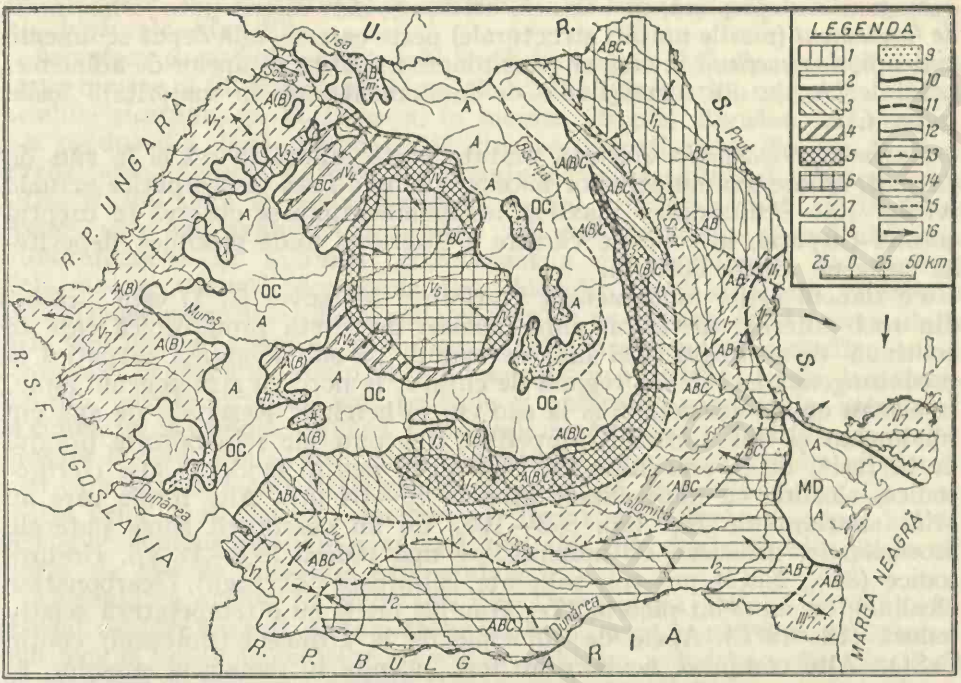


Fig. 10. Harta raionării apelor de adîncime din România (după P. Marosi, I. Ujvári).

Bazine arteziene majore: I. *Bazinul Pericarpatic;* II. *Bazinul Predobrogean;* III. *Bazinul Premaritim dobrogean;* IV. *Bazinul Transilvan;* V. *Bazinul Vestic.*

Raioanele structurilor marginale, monoclinale de platformă: 1. Raionul Platformei Ruse, epiroterozoice (I_1; II_1); 2. Raionul Platformei Moesiene (epihercinice) (I_2); 3. *Raioanele structurilor depresionare, marginale, monoclinale sau cuprinse parțial în cutări orogene alpine:* raionul subcarpatic extern (I_3); raionul neogenului cutat la periferia Bazinului Vestic (V_3). 4. *Raionul structurilor marginale,* predominant monoclinale paleogene-miocene ale Bazinului Transilvan (IV_4). 5. *Raioanele formațiunilor salifere dispuse în structuri diapire, ridicate la suprafață:* raionul diapirelor Subcarpaților externi (I_5); raionul „inelului structurilor diapire" în Bazinul Transilvan (IV_5). 6. *Raionul cutelor brahianticlinale și a domurilor* cu sare tortoniană în fundamentul lor, în zona centrală a Bazinului Transilvan (IV_6). 7. *Raioanele depresionare de subsidență mezo-cainozoică* necutate sau slab cutate: raionul fosei pericarpatice actuale (I_7); raionul predobrogean și a Deltei Dunării (II_7); raionul premaritim dobrogean (III_7); raionul Bazinului Vestic (V_7).

Alte unități de raionare: 8. *Masive hidrogeologice de cumpănă* (cutate, ridicate, acumulări locale de ape captive): *OC* — Orogenul Carpatic; *MD* — Masivul Dobrogean. 9. *Bazine arteziene intracarpatice* (în limita masivului hidrogeologic de cumpănă): *m* — Bazinul Maramureșan; *g* — Bazinul Giurgeu; *ci* — Bazinul Ciuc; *bt* — Bazinul Birsei-Trei-Scaune; *h* — Bazinul Hațeg; *j* — Bazinul Jiului superior; *an* — Bazinul Almăj-Nera.

Alte semne convenționale: 10. Limita bazinelor arteziene majore exprimate în relief; 11. Idem exprimată prin reliefui fundamentului cristalin; acoperite de sedimente mai noi; 12. Limitele raioanelor subordonate în cadrul bazinelor arteziene majore; 13. Idem, limita structurilor platformale; 14. Axa fosei pericarpatice, limita externă a cutărilor orogen; 15. Limita aureolei moletice în jurul lanțului vulcanic, intracarpatic; 16. Direcția de înclinare generală a orizonturilor acvifere captive.

Etajarea hidrochimică generală: A. ape potabile, industriale, hidrocarbonatice; B. Ape sulfatate; C. Ape clorurice.

și la suprafață, cuprinzînd toate regiunile amintite, inclusiv zona carpatică, însă are rol diferit în îndulcirea orizonturilor de ape de adîncime.

Zona B (ape dulci și sulfatate, alcaline sau sărate) se întinde de obicei sub nivelul *A* în Piemonturile vestice, Podișul Transilvaniei și nordul Podișului Moldovei (ape fosile în sedimente marine).

Zona C sau zona centrală (ape clorurate-sulfatate) reprezintă apele de mare adîncime, deseori de fundament, spre care se manifestă tendință de migrare a apelor fosile în timp geologic.

Apele zonei *A* se utilizează pentru alimentări cu apă, iar cele din zonele *B* și *C* în scopuri curative.

În marile depresiuni, în bazinele arteziene, sînt diferenţiate *formaţiunile de fundament* (marile unităţi structurale) peste care se află depus sedimente mai noi, *de cuvertură* în care sînt cantonate majoritatea apelor de adîncime, potabile. Apele din formaţiunile de fundament sînt în majoritate fosile (zona *C*).

Bazinul pericarpatic. Această unitate vastă, aflată la est şi la sud de Carpaţi, îşi are axa adîncimilor maxime pe linia fosei pericarpatice actuale (v. fig. 10). Scufundarea maximă a fundamentului se observă în dreptul cotului carpatic, în zona de vărsare a Siretului, unde grosimea depozitelor neogene atinge 9000 m.

Pe flancul estic, fundamentul Platformei Moldovei (I. 1) este alcătuit din roci puternic metamorfozate (gnaise) de vîrstă proterozoică care se continuă de-a lungul unei linii de sudură pe sub avanfosa carpatică şi predobrogeană cu diferite regiuni de cutare: la nord cu structogenul alpin, la centru cu cel caledonian şi la sud cu cel hercinic. Rezervele de apă din fundament şi din silurianul acoperitor sînt puternic mineralizate (forajul de la Iaşi*, de la adîncimea de 1400 m, a pus în evidenţă ape clorurosodice, alcaline cu mineralizare pînă la 57—64 g/l). Alte foraje care au atins silurianul la Iaşi (ad. 378—1032 m) au descoperit surse puternic ascensionale, arteziene cu mineralizare mai redusă [9,8—12 g/l, clorurosodice (80% NaCl), puternic sulfatate, sulfuroase (295 mg/l), bicarbonatate alcaline], cu un debit pînă la 17—38 m³/24 ore şi cu o temperatură relativ redusă (18—19°C). Apele de adîncime de la Drînceni (Botoşani) conţin $FeSO_4$. Alte complexe acvifere au fost întîlnite în cretacicul superior, în eocen şi în neogen (bugloviene-tortoniene-sarmaţiene) cu zonalitate hidrochimică *BC*. Forajele de la Ripiceni şi Dorohoi, care au identificat şi ape potabile cu caracter artezian, dovedesc prezenţa zonelor *ABC* în această parte a platformei. Spre sud de paralela oraşului Huşi, fundamentul se afundă puternic sub depozitele siluriene, iar pe clina lui, spre Depresiunea Bîrladului, în depozitele pliocene şi cuaternare se iveşte din nou zonalitatea *ABC*; un număr mare de localităţi din valea Bîrladului sînt alimentate din apele arteziene potabile, care au o duritate redusă (Criveşti, Ghidigeni, Murgen etc.). Orizonturile acvifere cele mai bogate sînt cele levantine şi daciene (pînă la 150—200 m.ad).

Flancul sudic al avanfosei carpatice este străjuit de *Platforma Moesiană* (I.2) (epihercinică) care se scufundă sub depozitele monoclinale ale Depresiunii Valahe dinspre Podişul Prebalcanic. Fundamentul este alcătuit din şisturi cristaline puternic cutate (baicalian, caledonian şi hercinic). Peste acest fundament întîlnim complexul depozitelor triasice (inferior), jurasice, cretacice, eocene, oligocene şi neogene, ultimele (tortonian-pleistocen) îngroşîndu-se treptat spre avanfosa carpatică. Apele de la mari adîncimi sînt în general puternic mineralizate: în schimb depozitele pliocene şi cuaternare conţin mari cantităţi de ape dulci, subarteziene dar, ascensoriale în foraje. Astfel, se poate considera ca fiind prezentă zonalitatea hidrochimică *ABC*.

Pe flancul epicarpatic întîlnim pachete groase de sedimente, mai ales neogene, ale molasei ramei muntoase. Ele sînt puternic cutate, mai ales diapiric, şi conţin cantităţi mari de ape fosile în parte ape de zăcămînt, ce însoţesc zonele petrolifere. Marea majoritate a apelor de adîncime, puternic

* 1963

mineralizate, sînt cloruro-sodice, bromurate, iodurate şi puternic ascensoriale în foraje (fig. 10).

Avanfosa carpatică a fost colmatată în neogen mai ales cu sedimente fuvio-marine şi fluvio-laustre aduse, în special de rîurile carparice. După studiile efectuate de E. Liteanu, în incinta Cîmpiei Române, colmatarea s-a produs din două direcţii: atît dinspre Carpaţi, cît şi dinspre Podişul Prebalcanic. Această situaţie s-a menţinut pînă la sfîrşitul pleistocenului (Riss-Würm) cînd se definitivează şi cursul inferior actual al Dunării. Astfel, spre axa avanfosei depozitele pliocen-cuaternare şi mai ales cele villafranchiene îşi schimbă granulometria de la psamite la psefite. Cele dinspre Carpaţi (depozitele de Cîndeşti) avînd structură torenţială sînt dispuse monoclinal deasupra structurilor de molasă, fiind reprezentate prin pietrişuri şi nisipuri; spre zona de „stingere" a energiei rîurilor, adică spre axa depresiunii, compoziţia lor se modifică treptat. Apele de adîncime din aceste structuri sînt potabile şi puternic ascensionale, arteziene, la contactul cu Cîmpia Română. Depozitele cuaternare de Frăteşti, provenite dinspre Podişul Prebalcanic, sînt reprezentate de nisipuri grosiere şi pietrişuri care se transformă şi ele spre nord, spre axă, în psefite-pelite. La contactul celor două arii de colmatare s-a format un adevărat „ecran hidrogeologic" compus, în sudul avanfosei, mai ales din argile, lipsite în bună parte de ape de adîncime exploatabile.

Alimentarea apelor de adîncime din Depresiunea Valahă provine, în special, dinspre Carpaţi, dar nu este exclusă o alimentare nici dinspre Dunăre, mai ales în cazul depozitelor pre-villafranchiene, avînd în vedere inclinaţia stratelor de adîncime dinspre Dunăre spre centrul avanfosei. Preaplinul orizontului superior din depozitele pliocen-pleistocene, din care se alimentează izvoarele din malul stîng al Dunării provine din nord şi din infiltraţii locale, în cîmpie. Pierderile din Dunăre sînt posibile îndeosebi în dreptul bălţilor Dunării, unde şi nivelul apelor freatice se adînceşte mult (zona Feteşti). În orice caz după terminarea colmatării Depresiunii Valahe şi definitivarea suprafeţei cîmpiei, cu cădere superficială neîntreruptă spre Dunăre, se iveşte posibilitatea unei circulaţii în dublu sens: apele freatice cu cădere neîntreruptă spre Dunăre şi o circulaţie opusă apelor de adîncime dinspre Dunăre spre avanfosă. Problema necesită încă studii.

Bazinul artezian predobrogean (II. I. şi II. 7) se dezvoltă, mai ales, la nord de Dobrogea. El este separat în adîncime (300—600 m) de promontoriul cristalin de tip dobrogean dintre Frumuşiţa-Smîrdan. În fundament sînt prezente depozitele jurasice cu ape mineralizate, însă în complexul neogen (la Bolgrad-U.R.S.S. peste titonic urmează sarmaţianul) se întîlnesc ape potabile puternic ascensionale (82).

Bazinul artezian premaritim (III. 7). Fundamentul sudului Dobrogei este format din şisturi cristaline, cutate în caledonian. Formaţiunile jurasice şi cele cretacice formează zona de cumpănă spre Depresiunea Valahă. La est de cumpănă însă atît fundamentul cît şi depozitele jurasice şi cretacice au o cădere bruscă spre ţărmul Mării Negre, ceea ce duce la ivirea unor rezerve bogate de ape carstice pe linia Pietrenii-Deleni-Plopu Mare-Medgidia. În forajele de la Eforie Nord, Eforie Sud, Techirghiol, Topraisar etc., care au săpat pînă la adîncimea de 350 m, s-au întîlnit ape puternic ascensionale, carbonatate cu temperaturi în jur de 20—28°C, uşor sulfu-

roase. Un foraj executat la Mangalia a dat la iveală şi ape de zăcămînt, arteziene, cloruro-sodice, iodurate, bromurate şi sulfuroase.

Bazinul artezian transilvan (IV. 4.; IV. 5; IV. 6) are o structură foarte neomogenă. Fundamentul lui este format în cea mai mare parte dintr-un masiv intern hercinic neregenerat, marginile sale continuîndu-se şi spre fosa Transcarpatică cu fundament regenerat (97). Apele din fundament nu sînt încă cunoscute, probabil ele coincid cu cele observate în fundamentul Platformei Moldoveneşti.

Etajul superior este alcătuit din depozite paleogene, peste care se află orizontul de sare, depozitele tortoniene, sarmaţiene şi în sudul bazinului cele pliocene. În interiorul bazinului se individualizează raionul *monoclinal marginal vestic* (IV. 4) cu ape arteziene (Huedin), subarteziene, ascensionale (Cluj, Jibou), cu ape puternic mineralizate (*BC*), nepotabile, uneori cu urme de hidrocarburi; *raionul diapiric marginal* (IV. 5) cu ape ascensionale puternic cloruro-sodice şi *raionul central al cutelor în brahianticlinale* (IV. 6) cu ape de zăcămînt ascensionale în foraje (Bazna, Sărmaş), puternic mineralizate, cloruro-sodice, sulfatate, bromurate, iodurate (mineralizare 50—100 g/l). Aceste rezerve pot fi folosite cu succes pentru scopuri balneare.

Bazinul artezian vestic (V. 7). Fundamentul Cîmpiei de Vest reprezintă, de asemenea, un masiv intern puternic fracturat, care ia contact cu zona muntoasă printr-o serie de depresiuni intramontane (Borod, Beiuş, Zarand, Mureş, Mehadia). Pe linia fracturilor, la adîncimi variate, se ivesc în etajul sedimentelor recimentate ape termale (Carei, Oradea la adîncimi de 800—2000 m, terme de 40—80°), care apar şi la suprafaţă la Băile „1 Mai" şi Felix şi duce la formarea unor mofete (Ouari, Zalnoc, Tămăşeni, Tinca, Lipova, Buziaş).

Etajul superior este constituit din depozite gresoase triasice, orizonturi calcaroase jurasice, orizonturi gresoase cretacice inferioare şi pachete groase de depozite pliocen-pleistocene. Marea majoritate a apelor arteziene exploatabile se întîlneşte la adîncimi de 250—400 m în nisipuri şi pietrişuri panoniene, cu alimentare dinspre Carpaţi. Cuaternarul se distinge cu o structură în general torenţială, cu litologie variată, cu straturi acvifere de extensiune relativ mică. De exemplu, la Arad (pe conul Mureşului) pînă la adîncimea de 424 m au fost întîlnite 12 orizonturi acvifere ascensionale. Pleistocenul mediu conţine ape arteziene în cantităţi mai mari, mai ales la sud de Mureş.

Apele arteziene din Cîmpia de Vest se exploatează intens pentru alimentarea unor oraşe şi a numeroase localităţi cum sînt: Satu Mare, Diosig, Zalău, Oradea, Salonta, Ineu, Arad, Timişoara etc.

Masivele hidrogeologice de cumpănă au fost identificate în Carpaţi (*OC*) şi în Dobrogea de Nord (*MD*).

În Carpaţi, structura litologică variată nu asigură dezvoltarea unor resurse deosebite de ape de adîncime. În regiunile şisturilor cristaline şi eruptive ele pot apărea pe unele falii în mod izolat. Rezerve mai mari pot exista în structurile sinclinale ale cuverturii sedimentare, în mezozoicul calcaros sau conglomeratic, în flişul cretacic-paleogen etc., însă ele nu au fost deocamdată studiate şi folosite.

Dobrogea de Nord este lipsită, de asemenea, de ape de adîncime cu resurse însemnate. Ele se întîlnesc totuşi la nord de bazinul Babadagului, mai

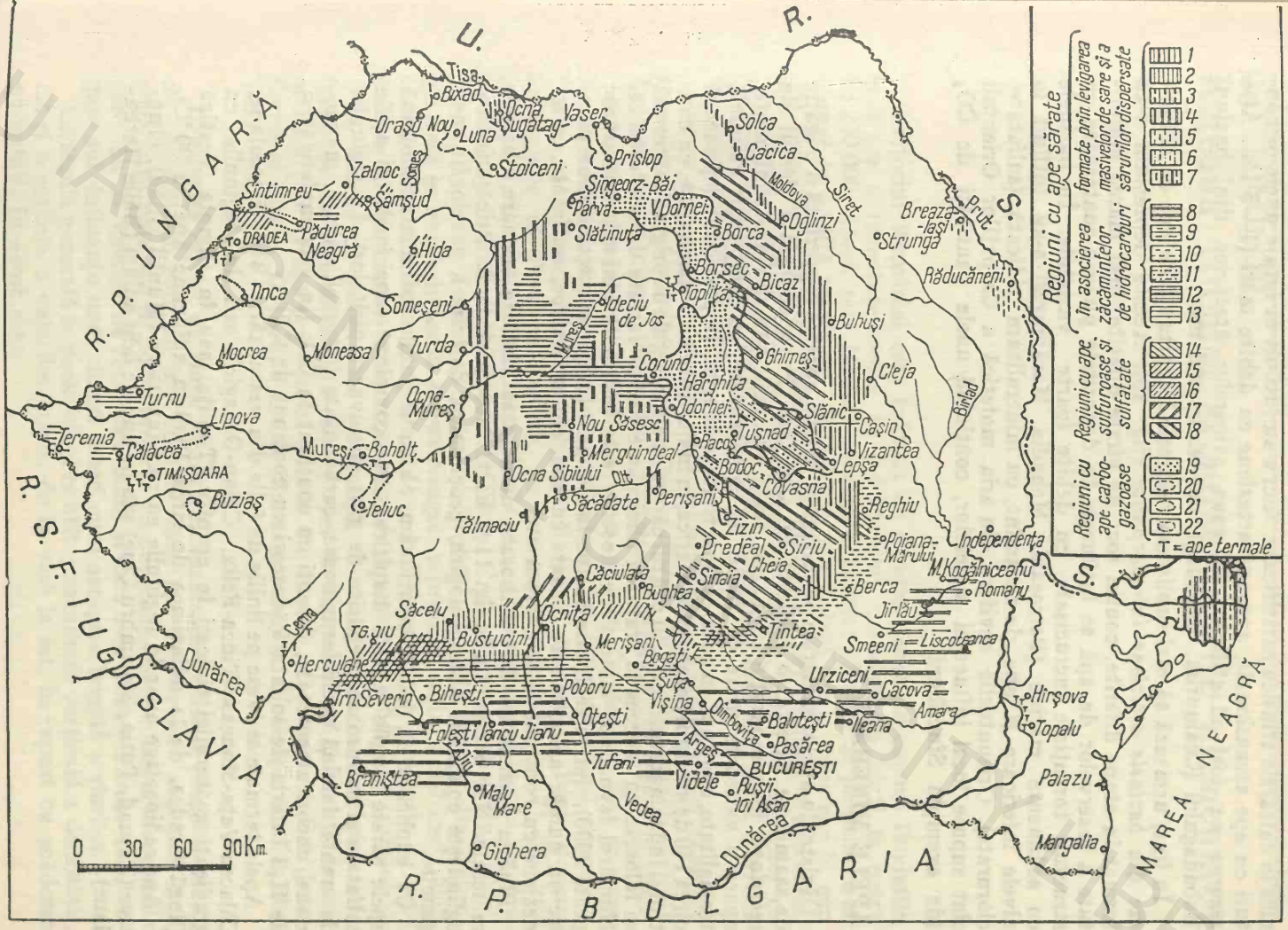


Fig. 11. Ardealul tipurilor genetice de ape minerale în R. S. România (după A. Pricăjan).

1. În zona miocenă a Carpaților Orientali; *2.* În zona miocenă a Depresiunii Getice; *3.* În Depresiunea Maramureșului; *4.* În Bazinul Transilvaniei; *5.* În Platforma Moldovenească; *6.* În depozitele cuaternare ale Câmpiei Române; *7.* În depozitele cuaternare ale Deltei Dunării; *8.* În Depresiunea Valahă; *9.* În Depresiunea Getică; *10.* În zona mio-pliocenă a Carpaților Orientali; *11.* În flișul Carpaților Orientali; *12.* În Bazinul Transilvaniei; *13.* În Depresiunea Panonică; *14.* Generate prin levigarea gipsurilor; *15.* Generate prin levigarea sulfurilor conținute în zăcământul de cărbuni; *16.* Generate prin levigarea sulfurilor complexe conținute de rocile cristaline; *17.* Generate prin levigarea sulfurilor conținute de conglomeratele eocene; *18.* Generate prin levigarea sulfurilor disperse din rocile flișului; *19.* Situate în aureola mofetică a eruptivului munților Harghita—Călimani; *20.* Situate în aureola mofetică a eruptivului munților Oaș—Gutîi—Țibleș; *21.* Situate în aureola mofetică a eruptivului Munților Apuseni; *22.* Situate în aureolă mofetică aparținînd corpurilor intrusive profunde; (A. Pricăjan: Zăcămintele de apă minerale în R.S.România, în „Bul. Soc. de Șt. Geol. din R.S.R.," Vol. XI. Buc. 1969).

ales în calcarele triasice carstificate. Aici s-au întîlnit în foraje unele orizonturi cu ape ascensionale, aproape arteziene cu debite mari (1—5 l/s). Alte rezerve au fost identificate în zona calcarelor cretacice din bazinul Babadagului (Ceamurlia, Babadag), cu debite mai mici.

În fine, urmează să mai subliniem resursele importante de ape de adîncime din *bazinele arteziene intracarpatice* (fig. 10). Aceste depresiuni s-au format în etape diferite, conţin roci de vîrste diferite, însă marea majoritate a rezervelor de apă se întîlneşte în depozitele pliocen-cuaternare cu structuri torenţiale încrucişate, cu debite foarte variabile. În bazinele cu sedimente marine (Petroşani, Mehadia, Maramureş) s-au întîlnit la nivele inferioare şi ape de zăcămînt, cu mineralizare ridicată (sulfatate, clorurate). Orizonturile acvifere din aria mofetică a Carpaţilor Orientali sînt supuse local influenţei mofetelor, conţinînd unele cantităţi de CO_2 (de exemplu Sîncrăieni).

APELE MINERALE

Existenţa apelor minerale pe teritoriul patriei noastre reprezintă o bogăţie de seamă pe care rar o întîlnim în alte ţări. Pe o suprafaţă destul de restrînsă, în comparaţie cu a altor state europene sau din alte continente, apare o varietate mare de tipuri de mineralizare, cu compoziţie chimică, termalitate, conţinut în gaze, radioactivitate diferită. În prezent funcţionează circa 140 de staţiuni balneo-climaterice, în majoritate bine amenajate, cu control şi îndrumare medicală, în cadrul cărora apele minerale de origine subterană se folosesc cu succes în tratarea unei game foarte variate de boli cronice. Numărul izvoarelor minerale cunoscute este însă mult mai mare (se cunosc peste 2000), iar în regiunile cu ape fosile, prin foraje, se poate obţine practic un număr nelimitat de izvoare cu ape cloruro-sodice, sulfatate, magneziene cu conţinut în iod, brom etc.

Pînă în prezent au fost elaborate numeroase hărţi de raionare a apelor minerale. Noi prezentăm în fig. 11 o hartă întocmită de A. Pricăjan, care oglindeşte condiţiile hidrogeologice, geochimice, de ivire a gazelor, în mod genetic.

Ca explicaţie la hartă menţionăm, că în regiunile sedimentare domină apele sărate simple (zonele diapirice), cele complexe (ape fosile) şi apele sulfatate şi sulfuroase (depozite de gips, dizolvarea piritelor). În regiunile de munte domină apele feruginoase, carbonatate (feroase), calcice, magneziene, uneori arsenicoase, deseori cu conţinut în CO_2 (în aria mofetică) şi de H_2S în aria de solfatară (deseori cu conţinut de CO).

Apele termale se ivesc pe liniile de falie din vestul ţării (Băile Herculane, Călacea-Vaţa-Moneasa-Tinca-Felix, Călan-Geoagiu) sau în regiunile cu gradienţi geotermici ridicaţi în eruptiv (Topliţa) sau în Cîmpia Vestică (lîngă Oradea, de la adîncimea de circa 1800 m adîncime ape cu 90 °C).

Ape radioactive apar în regiunile cu roci intrusive (Munţii Gilău), eruptive (Tuşnad, Turia, Sîntimbru Ciuc) sau pe linii de falii adînci (Băile Herculane).

CAPITOLUL IV

Reţeaua rîurilor şi sursele ei de alimentare

Teritoriul României este brăzdat de o reţea deasă de cursuri fluviatile care are o densitate medie de 0,5 km/km², calculată pe hărţi la scara 1 : 200 000. Dacă s-ar însuma lungimea tuturor rîurilor şi pîraielor, s-ar ajunge la o cifră totală de 118 000 km, adică dacă le-am pune cap la cap am reuşi să înconjurăm pămîntul de aproape 3 ori pe linia ecuatorului. În această lungime însă nu este cuprinsă reţeaua deasă a cursurilor cu scurgere intermitentă, torenţială, care reprezintă încă cel puţin o treime din lungimea menţionată.

Marea majoritate a rîurilor se înmănunchează, îndreptîndu-şi cursurile spre Dunăre, prin intermediul căreia „sfîrşesc" în Marea Neagră. În afara Dunării numai cîteva pîraie din Dobrogea îşi varsă apele direct în mare.

Rîurile din nord-vestul ţării sînt drenate spre Dunăre de Tisa în care, de pe teritoriul ţării noastre, se varsă Vişeu, Iza, Săpînţa, Turul, Someşul, Crasna, sistemele Crişurilor (inclusiv Barcăul), Mureşul şi Bega. Bazinul hidrografic al Tisei se extinde, pe o suprafaţă totală de 71 436 km² (tabelul 1). La sud şi la est toate rîurile principale se varsă direct în Dunăre, bazinul lor însumînd 150 234 km² (Timiş, Caraş, Nera, Cerna, Jiul, Oltul, Vedea, Argeşul, Ialomiţa, Siretul şi Prutul). Bazinele rîurilor din Dobrogea care se varsă direct în Marea Neagră, reprezintă abia 4 867 km². Totodată, în bazinul inferior al Dunării se individualizează şi o serie de teritorii semiendoreice subreice cu o suprafaţă totală de 6 545 km² (tabelul 1).

În funcţie de poziţia lor geografică, V. Mihăilescu împarte sistemele fluviatile din ţara noastră în cinci grupe: *A*. Grupa vestică (afluenţii direcţi ai Tisei) ; *B*. Grupa sud-vestică (rîurile din Banat) ; *C*. Grupa sudică (între Cerna şi Siret) ; *D*. Grupa estică (Siret şi Prut) şi *E*. Grupa rîurilor din Dobrogea.

Densitatea reţelei de rîuri. Densitatea variază între limite largi în funcţie de condiţiile în care au luat naştere văile lor. Privite sub aspectul legii zonalităţii naturale se poate observa că densitatea este ridicată în regiunile care au o energie de relief mai mare şi care s-au aflat perioade îndelungate sub influenţa unei climat umed cu o scurgere bogată a rîurilor.

Ca regulă generală se poate observa atît o zonalitate verticală a densităţii, cît şi o scădere a valorilor medii, de la vest la est, în raport cu scăderea umidităţii în acest sens.

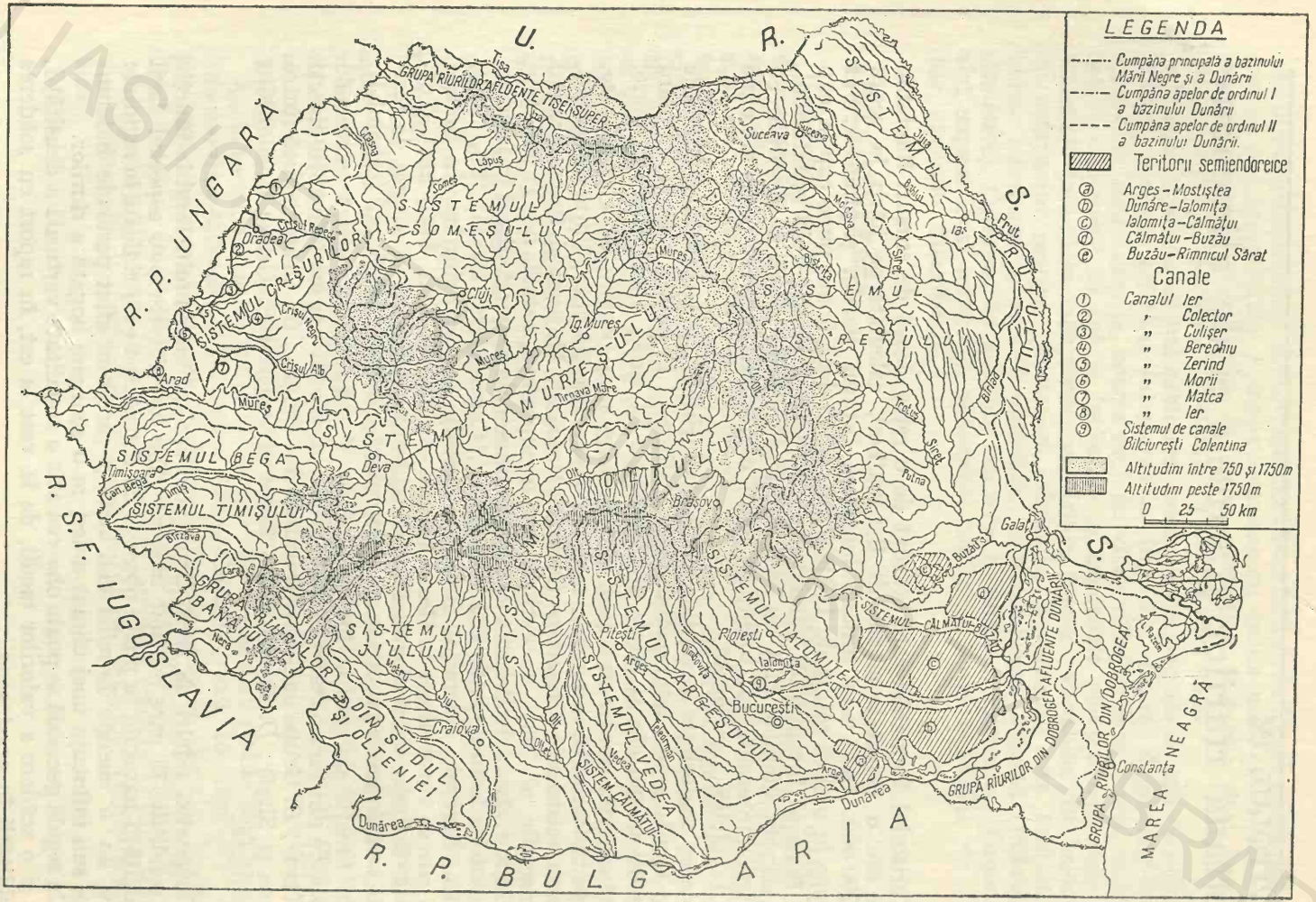


Fig. 12. Rețeaua riurilor și grupele hidrografice în România (I. Ujvári).

TABELUL 1

Date privitoare la lungimea şi suprafaţa bazinelor de recepţie ale riurilor din România.

Bazinul principal	Rîul	Lungimea cursului principal (km)		Suprafaţa bazinului (kmp)		Obs.
		Pe terit. R.S.R.	totală	Pe terit. R.S.R.	totală[1]	
Tisa[2]	Vişeul	80,0	—	1 606,0	—	
	Iza	83,0	—	1 303,0	—	
	Turul	66,0	154,0	1 008,0	1 358	(Vărsare pe terit. R.P.U.)
	Someşul	345,0	418,4	15 217,0	15 266	„
	Crasna	141,7	194,4	2 000,0	3 686	„
	Barcău	118,0	195,6	1 979,0	6 095	„
	Crişul Repede	148,0	207,3	2 425,0	9 119	„
	Crişul Negru	144,1	167,7	4 476,0	4 645	„
	Crişul Alb	238,0	248,0	3 957,0	4 275	„
	Mureşul	718,5	766,0	27 919,0	29 767	„
	Bega	168,6	254,8	2 241,0	5 566	(Vărsare pe terit. R.S.F.I.)
Dunărea[3]	Timişul	241,2	339,7	5 248,0	10 352	Vărsare pe terit.R.S.F.I.
	Caraşul	84,9	128,0	1 118,0	1 705	„
	Nera	131,2	—	1 3 2,0	—	
	Cerna	84,9	—	1 433,0	—	
	Jiul	348,6	—	10 469,0	—	
	Oltul	698,8	—	24 300,0	—	
	Vedea	242,7	—	5 364,0	—	
	Argeşul	339,6	—	12 681,0	—	
	Ialomiţa	414,0	—	8 873	—	
	Siretul	592,5	726,0	42 354,0	44 014	(izv. U.R.S.S)
	Prutul	704,0	952,9	10 970,0	28 396	„
Marea Neagră[4]	Taiţa	46,8	—	383,7	—	
	Teliţa	40,5	—	280,2	—	
	Casimcea	58,5	—	755,5	—	
Teritorii semiendoreice principale	Interfluviale:					
	Rm. Sărat-Buzău;	—	—	821		
	Buzău-Călmăţui;	—	—	1 264		
	Călmăţui-Ialomiţa;	—	—	2 455		
	Ialomiţa-Dunăre.	—	—	1 796		

[1] În această coloană se indică lungimea şi suprafaţa totală a bazinelor de recepţie ale riurilor care, în parte, se găsesc în afara R.S.R.

[2] Suprafaţa drenată de afluenţii Tisei din R.S.R. 71 436 km²

[3] Suprafaţa drenată de afluenţii direcţi ai Dunării 150 234 km²

[4] Suprafaţa aferentă direct Mării Negre 4 867 km²

Suprafaţa totală a teritoriilor semiendoreice 6 545 km²

Alte suprafeţe (Delta+Razelm etc.) 4 420 km²

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În ansamblu, densitatea reţelei fluviatile este mai ridicată în munţi, unde ea variază între 0,5 şi 1,2 km/km². Cele mai mari densităţi se întîlnesc la altitudinile de 1200—1400 m, în zona unde alimentarea pluvială a rîurilor este cea mai abundentă. Peste 1600—1800 m, unde începe dominarea alimentării nivale de altitudine şi unde se accentuează procesele de dezagregare fizică, densitatea începe să scadă, atingînd valori minime la nivelul circurilor glaciale (în jur de 0,4—0,7 km/km²). Scăderea densităţii reţelei fluviatile în zonele alpine se datoreşte: perioadei îndelungate de îngheţ (6—7 luni pe an), prezenţei circurilor şi văilor glaciare, datorită cărora pe suprafeţe mari se dezvoltă numai cursul principal al rîului, cît şi „efectului cumpenei de apă", unde se resimte lipsa unei reţele de rîuri cu scurgere permanentă. Pătura de zăpadă, care se menţine 7—8 luni pe an, are un rol protector asupra reliefului, scurgerea provenită din topirea ei fiind de intensitate mică.

În zonele mai joase, considerate subalpine, se îngroaşă în mod sensibil pătura depozitelor de versant, iar ploile bogate contribuie la o fragmentare intensă a reliefului. Scoarţa de alterare şi fisurile rocilor de bază conţin ape freatice din abundenţă care asigură o alimentare subterană permanentă chiar şi rîurilor mici. La nivelul piemonturilor se formează o reţea fluviatilă deasă, însă din cauza rocilor clastice, puternic permeabile, apele se infiltrează spre adîncimi mari, nereuşind să alimenteze rîurile în timpul secetelor. În Piemontul Getic şi în Piemonturile vestice în urma acestei situaţii se dezvoltă o reţea fluviatilă deasă, dar cu scurgere intermitentă (cu o densitate în jur de 0,3—0,7 km/km²).

În Podişul Transilvaniei unde umiditatea şi energia reliefului este în general mai mare, densitatea reţelei fluviatile este mai ridicată decît în Podişul Moldovei chiar în condiţiile unei vîrste continentale asemănătoare. În timp ce în primul caz valorile dominante sînt în jur de 0,5—0,7 km/km². în cel de al doilea densitatea este între 0,3 şi 0,5 km/km² (fig. 13).

În Cîmpia Română limita teritoriilor cu o densitate sub 0,3 km/km² coincide, în linii mari, cu aria extinderii depozitelor cuaternare reprezentate, mai ales, de pătura de loess şi depozite fluviatile. Deşi bilanţul hidrologic al acestor teritorii marchează o umiditate mai bogată în comparaţie cu regiunile de podiş ale Moldovei, valorile densităţii rămîn totuşi mai mici. Aceasta este o urmare a diferenţei mici de nivel ce există între suprafaţa generală a Cîmpiei Române şi baza sa de eroziune — Dunărea. Aşa se poate explica caracterul intact din punctul de vedere al eroziunii liniare a Bărăganului de sud, şi în general al regiunilor cu crovuri, în care domină procesele hidrologice pe „verticală" (infiltraţii, evaporaţie). Totodată însă trebuie să facem o precizare: prezenţa acestor teritorii cu izodensa „0" se află în condiţiile climei de stepă, unde evaporabilitatea depăşeşte de aproape două ori cantitatea precipitaţiilor; această situaţie continuă probabil încă din timpul formării loessului.

Densitatea reţelei de rîuri este mai ridicată în Cîmpia de Vest decît în Cîmpia Română. Această diferenţă provine pe de o parte din umiditatea mai ridicată, iar pe de altă parte datorită apelor freatice, care alimentează mai bogat reţeaua locală, precum şi naturii morfo-genetice specifice: extensiunea mare a cîmpiilor de divagare. Valorile sub 0,3 km/km² sînt caracteristice numai unei fişii înguste din zona graniţei de vest a ţării, în rest ridicîndu-se pînă la 0,5—0,7 km/km².

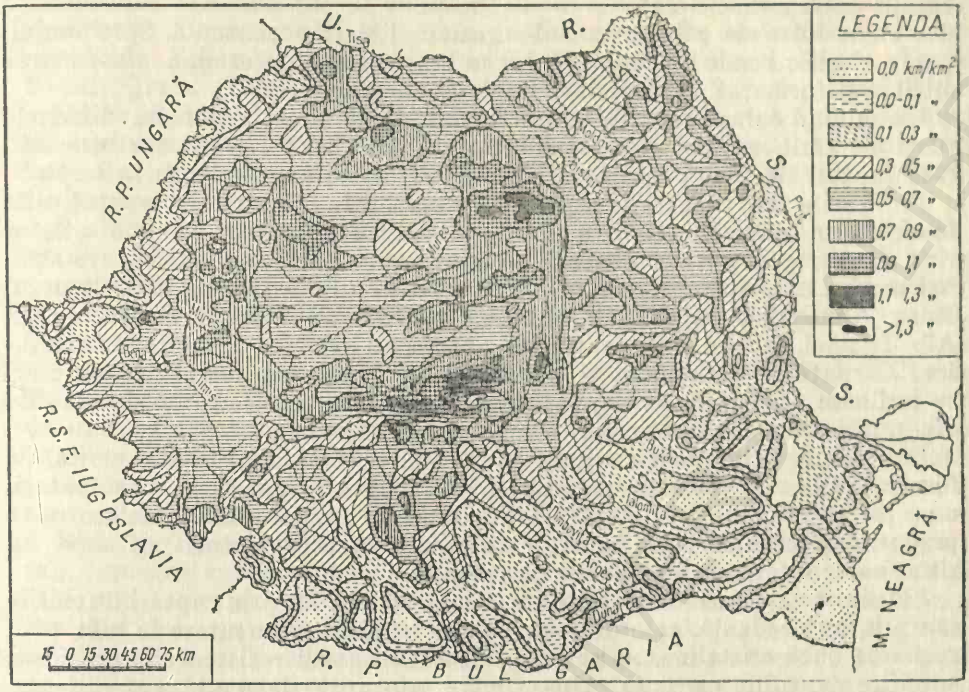


Fig. 13. Densitatea reţelei de rîuri şi dinamica repartiţiei ei teritoriale în România (după I. Ujvári, F. Dumbravă).

Abateri de la această zonalitate se observă în regiunile cu condiţii geologice locale specifice (carst, piemont) şi de structură locală specifică a reţelei hidrografice (pieţe de apă, convergenţe, divergenţe etc.). Astfel, după cum este de aşteptat, în regiunile carstice cursuri de ape superficiale se organizează mai rar, majoritatea scurgerii formîndu-se pe cale subterană. Deşi densitatea din jurul masivelor calcaroase atinge 0,6—0,8 km/km², în interiorul acestora ea scade pînă la 0,3—0,6 km/km², ceea ce se poate urmări în carstul munţilor Pădurea Craiului, Bihorului, carstul Caraşului, Bedeleu, Mehedinţi etc. În sudul Dobrogei unde ariditatea climei este accentuată, cursurile de rîuri lipsesc cu totul (cele permanente sau semipermanente).

Densităţi ridicate pot fi sesizate în zonele de ivire a apelor subterane la extremităţile piemonturilor, glacisurilor, cum este de exemplu valoarea maximă de 1,4 km/km² de la poalele nordice ale Munţilor Făgăraş (lunca din stînga Oltului), din Ţara Bîrsei (0,9—1,1) etc.

Desigur, o caracterizare mai aprofundată a densităţii reţelei fluviatile se va putea face atunci cînd se va analiza, în detaliu, densitatea reţelei fluviatile cu scurgere permanentă şi temporară. Aceasta însă va deveni posibilă numai după o cartare hidrografică detaliată a ţării.

Profilurile longitudinale ale rîurilor. Majoritatea rîurilor importante din ţara noastră îşi au obîrşia în regiunile carpatice. Pantele acestor rîuri care sînt mari în cursul lor superior (pînă la 300 m/km), scad treptat înspre

zonele piemontane (pînă la 5—10 m/km). Aceste sectoare fluviatile se deosebesc între ele prin acţiune de eroziune liniară accentuată. Spre cîmpii, panta rîurilor scade de la 0,5 la 1,0 m/km, ceea ce determină aluvionarea albiilor şi formarea meandrelor simple şi complexe.

Examinînd caracterul profilurilor longitudinale ale rîurilor din diferitele părţi ale ţării, se pot deosebi două tipuri de bază: *profilurile normale*, fără rupturi de pantă mai esenţiale, şi *profilurile longitudinale în trepte*.

Profilurile fără rupturi de pantă se apropie, prin natura lor, de profiurile în echilibru relativ, avînd o alură parabolică (fig. 14). Pantele acestor rîuri scad treptat spre confluenţă. Asemenea profiluri le au rîurile care străbat regiuni cu o structură petrografică relativ uniformă, cum sînt Someşul Mare, Almaşul, Agrijul, Sălajul, Crasna, Tîrnavele, Crişul Negru, Crişul Alb, Timişul, Motrul şi toate rîurile care îşi au originea din direcţia crestelor Carpaţilor Meridionali şi rîurile din Moldova. În lungul acestor rîuri se întîlnesc repezişuri locale, însă acestea nu apar ca elemente dominante ale profilurilor longitudinale.

Rîuri cu profiluri longitudinale în trepte, deci cu rupturi de pantă, se formează în cazul văilor transversale (antecedente, epigenetice), a străbaterii unor formaţiuni mai rezistente la eroziune, în lungul văilor glaciare, şi a pragurilor tectonice şi de baraj de alunecare. Aceste rupturi pot avea un ritm foarte diferit de evoluţie şi dimensiuni.

Rîurile cu văi transversale formate în majoritatea lor prin captări fluviatile sau prin antecedenţă, trec dintr-o regiune cu roci sedimentare în alta prin rocile de bază cristaline, eruptive, calcaroase, gresii rezistente la eroziune, specifice lanţului carpatic. Una dintre rupturile de pantă antecedente,

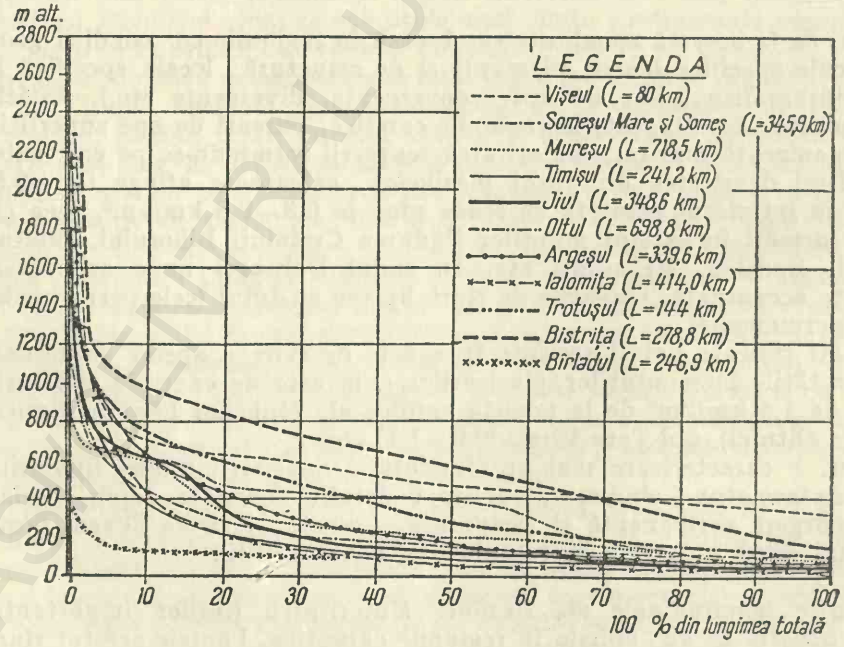


Fig. 14. Profilurile longitudinale ale rîurilor principale din România (I.Ujvári).

grandioase este defileul Dunării, în care cataractele şi „cazanele" sînt elementele dominante. Rupturi de pantă importante se întîlnesc, de asemenea, în defileele Mureşului superior, Oltului la Tuşnad, Racoş, Turnu Roşu, Jiului (Lainici), Buzăului superior, Crişului Repede superior etc.

Un exemplu clasic de formare a profilurilor în trepte, datorită diferenţei de duritate a rocilor de bază, îl putem da pe cel al Someşului Cald care între Beliş şi Lăpuşteşti traversează masivul granitic al Gilăului cu pante ce depăşesc 50 m/km.

Profiluri în trepte, cauzate de eroziunea glaciară, sînt foarte răspîndite în zonele alpine ale munţilor Rodnei, Făgăraş, Parîng şi Retezat, unde pe treptele glaciare se instalează uneori şi lacuri, iar în aval de acestea se formează cascade de zeci de metri înălţime (cascada Bîlea, cascada Şerbotei etc.).

Trepte se mai pot întîlni şi în lungul cursurilor de apă din Cîmpia Transilvaniei şi Podişul Moldovei, unde ruptura de pantă este cauzată de unele alunecări de teren sau baraje artificiale existente din timpurile istorice, tăiate de cursurile fluviatile. Ele au importanţă pentru agricultură, deoarece în amonte de aceste trepte se formează zone înmlăştinite, uşor inundabile, care se drenează artificial.

Din fig. 14, reiese că rîurile de pe versanţii estici ai Carpaţilor Orientali, care curg aproape paralel cu direcţia crestelor montane, au şi cursurile cele mai înalte (ca poziţie generală). Dintre acestea se distinge cursul Bistriţei, care pare să formeze „axa cursurilor înalte" în Carpaţii Orientali. Rîurile care şi-au format cursuri perpendiculare pe crestele carpatice, au căderi mari în sectorul lor superior şi sînt mai echilibrate apoi în sectoarele piemontane şi de cîmpie (Argeşul, Ialomiţa, afluenţii Oltului şi Jiului inferior, afluenţii Mureşului inferior etc.).

Sursele de alimentare ale rîurilor. Rîurile din ţara noastră sînt alimentate de apele rezultate de pe urma *topirii zăpezilor, din ploi* (elementele scurgerii superficiale) şi *din apele subterane.* Topirea zăpezilor determină apariţia *perioadei apelor mari de primăvară,* fază deosebit de importantă pentru regimul majorităţii rîurilor; apele mari rezultate din topirea zăpezi-

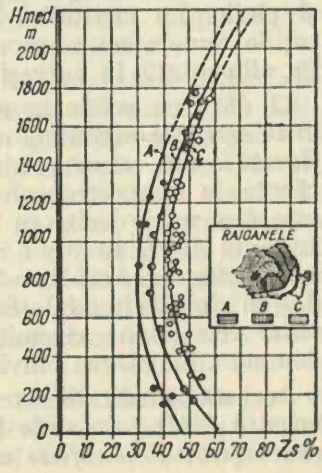


Fig. 15. Relaţia ponderii alimentării din zăpezi, din scurgerea superficială, cu altitudinea în România (Z = f(Hm), (I.Ujvári).

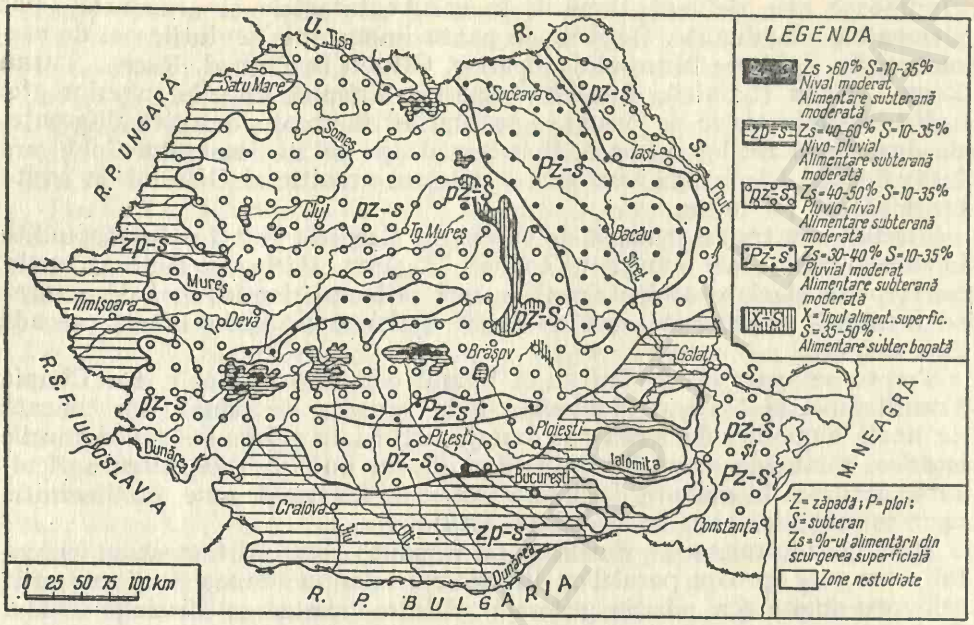


Fig. 16. Schema răspîndirii tipurilor de alimentare a rîurilor din România (I. Ujvári).

lor sînt asociate adeseori şi cu viiturile provenite din ploi. Alimentarea pluvială este caracteristică, mai ales, în lunile mai—iulie cînd în regiunile joase se produce *perioada viiturilor de la începutul verii* şi concomitent în munţi *apele mari pluvio-nivale de vară*. Alimentarea subterană are un rol esenţial în timpul lipsei scurgerii superficiale. Fără existenţa ei rîurile seacă în *perioadele apelor mici de iarnă* şi de *vară-toamnă*.

Sursele de alimentare superficială, care reprezintă 60—80% din scurgerea totală fluviatilă pe teritoriul ţării noastre, au o compoziţie variabilă pe teritoriu în ceea ce priveşte raportul dintre sursele de bază: zăpada topită şi ploile. La altitudini mari, în zona alpină, circa 50—75% din precipitaţiile anuale revin zăpezilor. Este normal, deci, ca aici şi scurgerea să fie alimentată în aceeaşi măsură.

O dată cu scăderea altitudinii se produce însă o serioasă distanţare între *tipul de nivozitate al precipitaţiilor* şi *tipul de nivozitate al scurgerii fluviatile* din cauza producerii unor pierderi tot mai accentuate a ploilor căzute la evapo-transpiraţie. În regiunile de cîmpie scurgerea de vară este mai mică decît cea de iarnă, provenită mai ales din topirea zăpezii. În anul 1957, în urma unor studii minuţioase, a fost identificată şi o zonă inferioară, aridă, a dominării tipului de alimentare nivală a rîurilor, deşi în cîmpii circa 80—85% din precipitaţii cad sub formă de ploaie (241). Între cele două extremităţi, pe cea mai mare parte a teritoriului ţării domină alimentarea pluvio-nivală şi chiar cea pluvială moderată. (v. fig. 16).

Această zonalitate interesantă, evidenţiată pentru prima dată în ţara noastră (241) prin date hidrometrice concrete ne-au îndreptăţit să separăm o *zonă de atrofiere a alimentării superficiale*, faţă de tipul de nivozi-

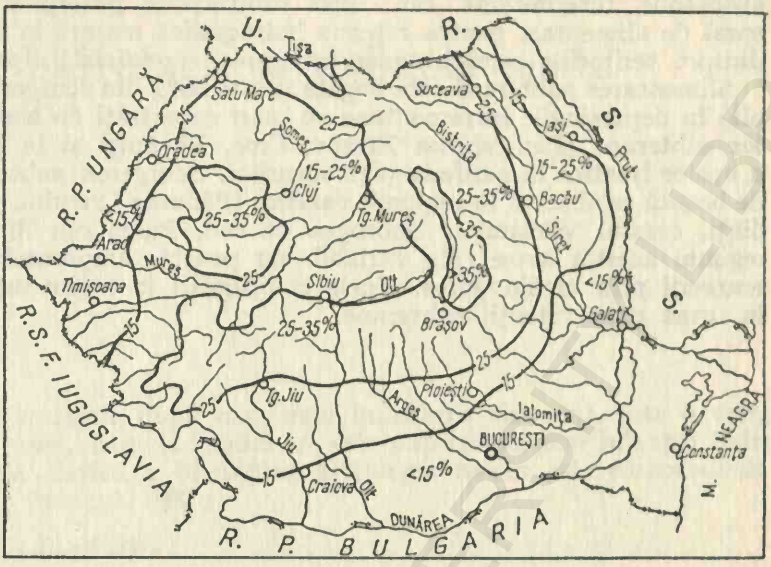


Fig. 17. Schema procentajului alimentării subterane a apelor subterane din România (I. Ujvári).

tate al precipitaţiilor, unde diferenţa de nivozitate depăşeşte 30-35%. La altitudini mari desigur că apare *izotrofia de nivozitate* (abateri sub 10%), iar între ele zona de *nivozitate heterotrofă* (abateri între 10—30%).

Este evident, că o dată cu atrofierea scurgerii creşte instabilitatea ei (influenţa pierderilor), scade scurgerea superficială, coeficientul de scurgere se reduce, deci se reduc în general rezervele de apă. Desigur, în regiunea de cîmpie pierderile mari ale precipitaţiilor prin evapo-transpiraţie se datoresc şi reliefului slab fragmentat unde o scurgere mai abundentă se poate forma numai în timpul apelor mari de primăvară, cînd topirea zăpezilor întîlneşte un sol puternic îmbibat cu apă. După cercetările existente s-a stabilit că în timpul verii se pierd minimum 10—15 mm de ploaie, pînă ce solul se saturează şi poate porni scurgerea superficială.

În ţara noastră domină, în general, tipul de alimentare superficială *pluvio-nivală* (alimentarea din zăpezi 40—50% între altitudinile de 300 şi 1600 m) şi cele *nivo-pluviale* (alimentarea din zăpezi 50—60%) sau *nival moderat* (alimentare din zăpezi 60—80%) în regiunile de cîmpie, în condiţii atrofe şi în munţii înalţi în condiţii izotrofe. La nord de Trotuş unde se resimte regimul podolic al precipitaţiilor cu două maxime de vară în iunie şi august şi cu ploi torenţiale deosebit de intense, în condiţiile reliefului puternic fragmentat, apare şi tipul *pluvial moderat* (alimentarea din zăpezi 30—40%). Acest tip de alimentare este caracteristic Podişului Bîrladului, Carpaţilor Orientali (versanţii estici), zonei premontane sudice şi nordice ale Carpaţilor Meridionali.

Alimentarea subterană participă la scurgerea medie anuală în jur de 30%. Totuşi, ea este mai redusă în regiunile secetoase, de cîmpie, unde deseori devine săracă (sub 15%) şi în Piemontul Getic în cazul pîraielor

autohtone, intermitente, din cauza infiltrațiilor puternice. Este singura sursă de alimentare pentru rețeaua hidrografică majoră în Bărăgan, unde dinspre teritoriile semiendoreice scurgerea superficială lipsește cu totul.

Alimentarea subterană este bogată (peste 35% din scurgerea medie anuală) în depresiunile intramontane cu mari capacități de acumulare a apelor subterane (Depresiunea Brașov, Ciuc, Făgăraș) și în zona de efilare a apelor freatice la periferia piemonturilor. Scurgerea subterană deosebit de bogată se observă în regiunile carstice (Pădurea Craiului, Podișul Mehedinți, carstul Vîlcanului, Dobrogea de sud, Padiș din Bihor etc.), însă regimul acestor surse este variabil, nu poartă amprentele regularizării scurgerii prin mediu poros. Unele compensări în regim intervin în carst în urma unor retenții subterane.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL V

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor

Scurgerea fluviatilă, după cum este îndeobște cunoscut, este o verigă a circuitului apei, care la rîndul ei este exprimată prin bilanțul hidrologic. Formula clasică a bilanțului hidrologic mediu este elaborată de E.A.Brückner în anul 1887:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + \Delta w_0$$

adică *precipitațiile* căzute (X_0) în cuprinsul bazinelor de recepție se consumă prin formarea *scurgerii* (Y_0) și prin evapo-transpirație (Z_0), toate exprimate în strat mm. Valoarea $\pm \Delta w_0$ adăugată formulei de E.V.Oppokov servește pentru exprimarea unor schimburi de ape (subterane sau superficiale) cu bazinele învecinate.

Circuitul apei în ansamblu a fost exprimat în formula lui M.I. Lvovici (1950):

$X_0 = S_0 + W_0 = S_0 + (U_0 + Z_0)$, unde pe lîngă semnele de mai sus figurează:

S_0 = scurgerea medie superficială; W_0 = umezirea totală a solului;

U_0 = scurgerea subterană.

Valoarea umezirii totale a solului (W_0) este un indice valoros de umiditate, care este aproape constant în regiunile cu umiditate bogată (stare apropiată de saturare) și variază foarte sensibil în regiunile joase, secetoase, după disponibilul de apă.

REPARTIȚIA TERITORIALĂ A ELEMENTELOR BILANȚULUI HIDROLOGIC

Legile de bază ale formării apelor pe teritoriul țării au fost tratate în capitolul referitor la condițiile geografice. Ele se reflectă destul de fidel în repartiția tuturor elementelor componente, chiar dacă între ele se completează sau se modifică în sens contrar.

Cantitatea precipitațiilor medii (X_0 mm). Precipitațiile multianuale (1896-1915; 1921-1965) variază între 350 mm și 1600 mm pe teritoriul țării. Imaginea ce se poate obține prin studierea hărții precipitațiilor se conformează cu o serie de legi dinamice. În partea vestică a țării și ca atare

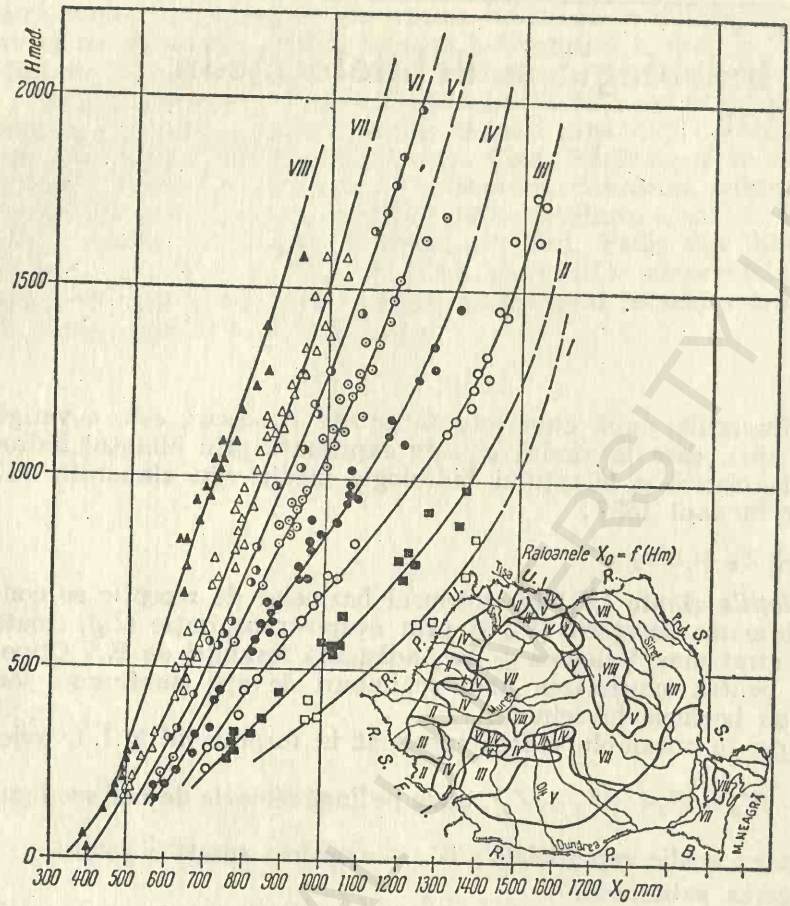


Fig. 18. Relaţia precipitaţiilor medii pe bazine cu altitudinea medie şi raioanele de valabilitate (după I. Ujvári, P. Gălan).

pe versanţii expuşi spre vest ai dealurilor şi munţilor cantitatea precipitaţiilor este întotdeauna mai mare cu 10—50% la aceeaşi altitudine. Din cauza proceselor adiabatice şi termice zonale, precipitaţiile medii cresc cu altitudinea: cu gradienţi mai mari pe versanţii vestici şi mai mici pe cei estici sau chiar sudici. În fig. 18 sînt reprezentate graficele de legătură dintre altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi cantitatea medie a precipitaţiilor căzute pe ele. Legea expoziţiei versanţilor se oglindeşte în cele cinci ramuri, fiecare cu gradienţi diferiţi. Maxima gradienţilor se obţine la altitudinea de 1000—1600 m, iar a precipitaţiilor în Munţii Oaş, Apuseni şi Retezat cu dublă influenţă oceanică.

Scăderea cantităţilor de precipitaţii de la vest la est, este, de asemenea, evidentă. În Cîmpia de Vest, cu excepţia unei fîşii din zona de graniţă, media anuală a precipitaţiilor este mai mare de 600 mm, iar la contactul piemontan la altitudini mici ajunge la valori de peste 800 mm (Baia Mare, Moneasa etc.). În Moldova extensiune foarte mare o are aria cu

Fig. 19. Harta precipitaţiilor medii mm pe perioada 1896–1915; 1921–1965 (după I. Ujvári, P. Gălan).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

valori între 500 şi 600 mm, iar în Cîmpia Moldovei şi la sud de Podişul Bîrladului apar cu extensiune mare valorile de sub 500 mm, care caracterizează apoi Bărăganul, Dobrogea şi sudul Cîmpiei Române (v. fig. 19).

Scurgerea medie fluviatilă (Y_0 mm). Avînd în vedere importanţa mare pe care o are sistemul carpatic în repartiţia teritorială a umidităţii generale, pentru studierea scurgerii medii au fost utilizate pe larg corelaţiile între scurgerea medie şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie.

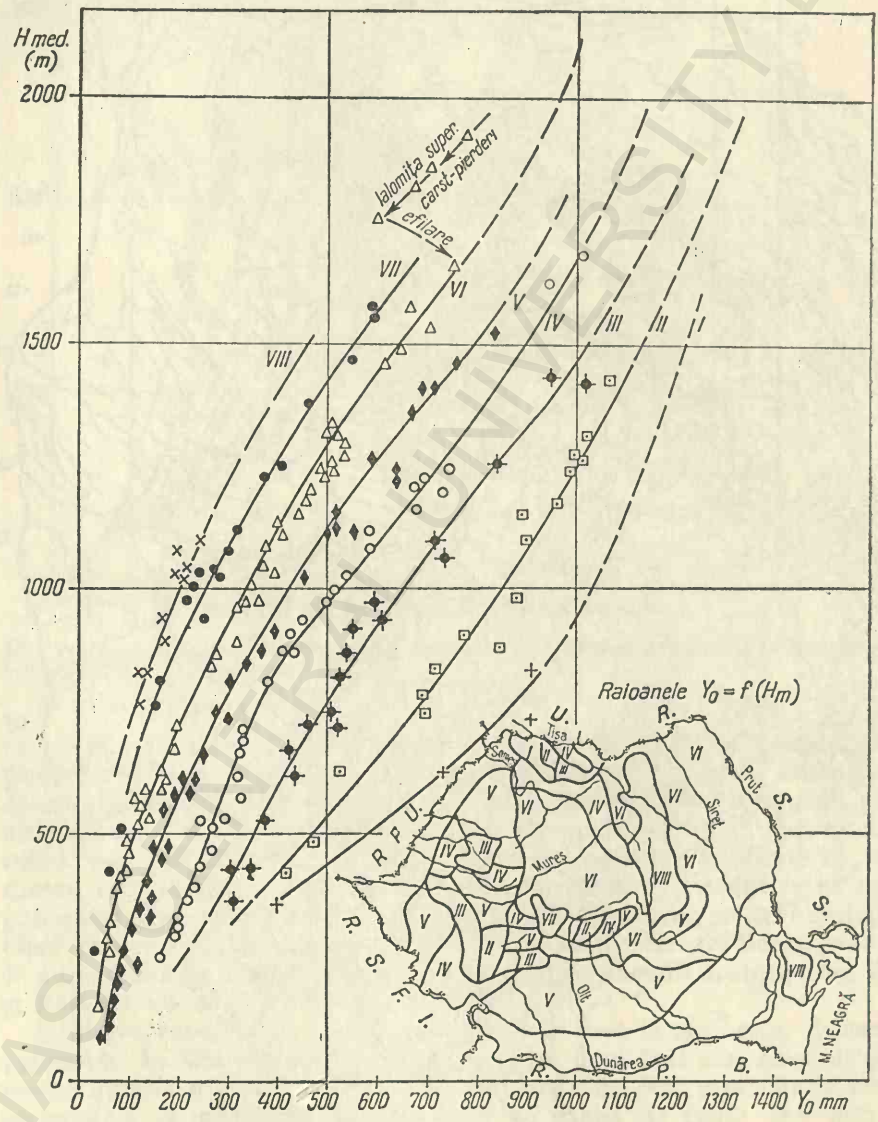


Fig. 20. Relaţia scurgerii medii (1950-1967) cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de răspîndire ale relaţiilor în România (după I. Ujvári, P. Gălan).

Perioada folosită pentru determinarea scurgerii medii a fost cea cuprinsă între 1950 și 1967 (18 ani) la 410 posturi hidrometrice.

În România, această metodă a fost aplicată în anul 1953 cu prilejul întocmirii primei hărți a scurgerii bazate pe date de observații hidrometrice (43).

Analizînd curbele de legătură, putem distinge și unele elemente caracteristice comune. Astfel, relațiile între scurgerea medie și altitudine nu reprezintă linii drepte, ci înclinate spre dreapta (pînă la înălțimea de circa 1 200 — 1 600 m), după care se abat spre stînga, indicînd deci o cădere a gradienților scurgerii (valoarea creșterii scurgerii la 100 m). La altitudinile mici curbele se apropie, datorită scurgerii reduse din regiunile de cîmpie și de dealuri.

Gradienții scurgerii medii au, în general, valori destul de reduse în munții noștri, în comparație cu alte regiuni muntoase.

Caracteristica principală a repartiției teritoriale a scurgerii în regiunile muntoase din România, pe lîngă zonalitatea verticală, este că, la *aceleași altitudini, scurgerea descrește treptat* de la vest la est. Astfel, diferența dintre valoarea scurgerii din vestul și din estul țării, la altitudinea de 1 200 m, depășește 100% ; scurgerea medie este de circa 950 mm (30 l/s/km²) pe versantul vestic al masivului Retezat-Godeanu și al Munților Apuseni, de circa 780 mm (25 l/s/km²) pe versantul vestic al Carpaților Orientali, de circa 730 mm (23 l/s/km²) în Carpații Meridionali și de circa 310 mm (10 l/s/km²) pe versantul estic al Carpaților Orientali. În concluzie, putem afirma că valorile cele mai mari ale scurgerii medii se vor întîlni în regiunile vestice ale țării, la altitudinile cele mai ridicate. În Retezat și în Godeanu scurgerea medie ajunge la circa 1 400 mm, în Munții Apuseni la circa 950 mm, în Munții Lotrului și Sebeșului la 1 100 mm, în Munții Făgăraș 1 250 mm, în Bucegi la 950 mm, în Munții Rodnei la 1 100 mm, în Călimani la 1 100 mm, în Harghita la circa 800 mm, în regiunea de curbură la circa 630 mm etc. (fig.21).

Regiunile de munte sînt mărginite în vestul țării de izoreea de 150 — — 300 mm, iar în est de cea de 100 — 150 mm.

În zona piemontană, scurgerea scade rapid spre regiunile de șes. Astfel, piemonturile vestice și sudice se caracterizează printr-o scurgere medie de 60 — 150 mm, iar cele estice de 30 — 100 mm.

Diferența mare dintre umiditatea Podișului Moldovenesc și a Podișului Transilvaniei se oglindește și în valoarea scurgerii medii. Astfel, cea mai mare parte a Podișului Moldovenesc se caracterizează printr-o scurgere medie de 25—50 mm, care atinge valori de 80 — 90 mm numai în Podișul Sucevei. În același timp Podișul Transilvaniei, cu excepția zonei föhnice (Cîmpia Transilvaniei: 40 — 60 mm), se caracterizează printr-o scurgere medie de 60 — 150 mm. Izoreea de 50 mm pătrunde pe culoarul Mureșului, spre vest, ajungînd pînă la Deva.

Și Cîmpia de Vest se caracterizează printr-o valoare mai ridicată a scurgerii în comparație cu Cîmpia Română (25 — 60 mm față de 15 — 40 mm), însă diferențele nu sînt mari, din cauză că surplusul de precipitații care cade în Cîmpia de Vest (circa 50 mm) se pierde în cea mai mare parte prin evaporație (pante mai mici ale reliefului).

Unele abateri de la regulile generale se datoresc cauzelor locale, care se oglindesc în bazinele de recepție mai mici (de circa 100—300 km²). Ast-

Fig. 21. Harta scurgerii medii fluviatile (strat mm) pentru teritoriul României (după I. Ujvári, P. Gălan).(Perioada 1950—1967, valori calculate de I.M.H).

fel, în regiunile carstice scurgerea rîurilor este, de obicei, mai mare decît valoarea zonală ca urmare a unei alimentări subterane deosebite. Această situaţie se datoreşte infiltraţiilor rapide a precipitaţiilor în calcare, în interiorul cărora evaporaţia practic lipseşte. Iată deci cum, în cazul unor cantităţi de precipitaţii similare, scurgerea creşte. Un exemplu elocvent îl constituie compararea scurgerii a două rîuri cu bazine hidrografice învecinate din cadrul bazinului Crişului Negru: Roşia (la Pocola) drenează o bună parte din apele regiunii carstice Pădurea Craiului, pe cînd Holodul se formează în general în condiţii normale.

TABELUL 2

Rîu	Post	S(km²)	Hm(m)	X_0(mm)	Y_0(mm)	Z_0(mm)	n_0
Roşia	Pocola	267	427	827	397	430	0,48
Holod	Holod	515	293	750	174	576	0,23

Valoarea scurgerii medii specifice variază şi în lungul cursului principal al rîurilor, în funcţie de abundenţa scurgerii de pe teritoriile pe care le străbate şi de locul de unde îşi culege afluenţii. Pentru ţara noastră, acest lucru înseamnă în mare măsură şi dispoziţia cursului principal faţă de munţi, faţă de *centrele scurgerii bogate*. Dacă rîul îşi are originea în munţi şi curge perpendicular pe crestele muntoase atunci, pe măsura apropierii sale de regiunile de şes, îşi va micşora treptat şi scurgerea medie specifică (de ex. Argeş, Ialomiţa, Crişul Negru, etc.). Pot exista şi alte cazuri, cum sînt cele ale Siretului, Oltului şi Mureşului, cînd cursul principal străbate regiuni cu scurgere medie specifică diferită. În acest caz, valoarea scurgerii medii se va schimba în funcţie de scurgerea medie a afluenţilor şi a raportului dintre debitul acestora şi debitul cursului principal.

Evapo-transpiraţia (Z_0 mm). Diferenţa între precipitaţiile medii şi scurgerea medie de pe bazinele de recepţie în ţara noastră este în funcţie de umiditatea regiunilor şi de condiţiile termoenergetice în regiunile montane. În ambele cazuri, evapo-transpiraţia va fi mai redusă decît valoarea evaporaţiei potenţiale, deoarece în timpul anului solul nu este în permanenţă suprasaturat cu apă. Vara există pretutindeni o perioadă mai lungă sau mai scurtă cînd cantitatea de apă de la suprafaţa solului nu acoperă evaporaţia maximă posibilă. Examinînd legătura grafică între evaporaţia potenţială şi evapo-transpiraţie, se poate observa că în zona umidităţii bogate, în Carpaţi, o dată cu creşterea altitudinii, diferenţa dintre evaporaţia potenţială şi evapo-transpiraţie scade, dar ele nu vor fi niciodată egale din cauza perioadelor cu umiditate deficitară, care se observă chiar şi în zona alpină.

În acelaşi timp, în zona valorilor mari ale evaporaţiei potenţiale (700—880 mm/an), evapo-transpiraţia aproape că nu depinde de acest factor. În regiuni diferite se poate observa cum evapo-transpiraţia depinde aproape exclusiv de umiditatea regiunii respective (curbele A — D din fig. 22).

Faptul că în munţi evaporaţia potenţială descreşte o dată cu altitudinea determină şi o scădere a evapo-transpiraţiei în acest sens aceasta atingînd

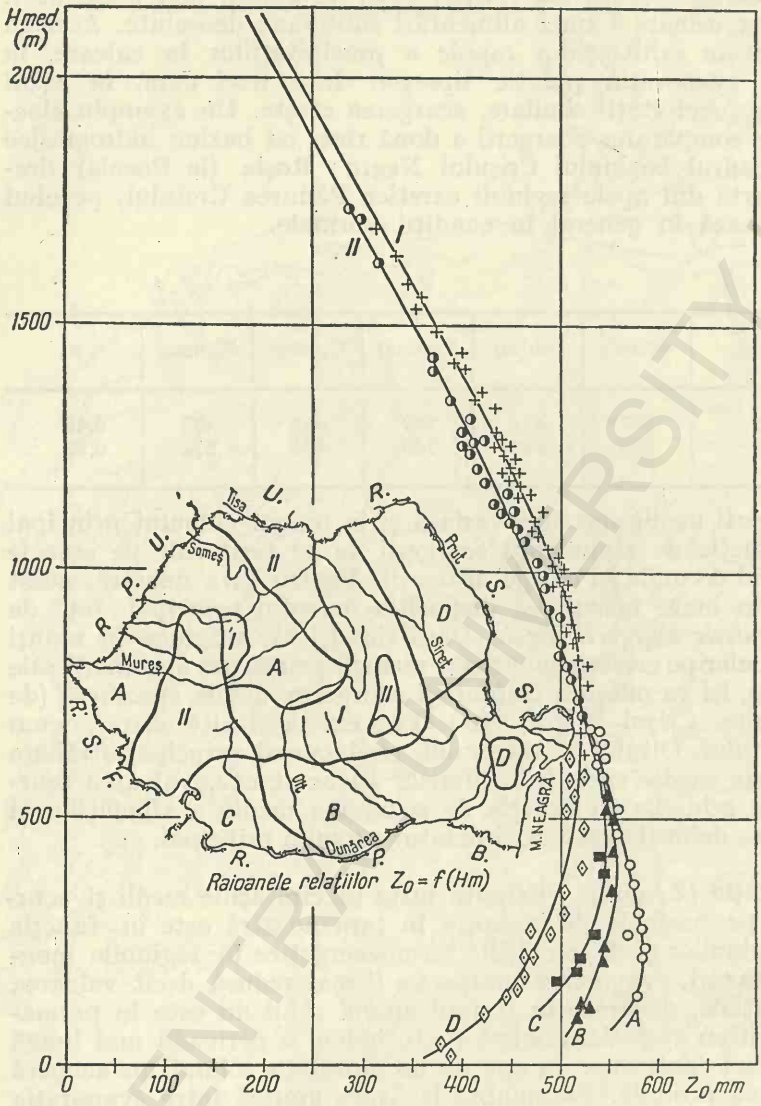


Fig. 22. Relaţia evapo-transpiraţiei medii obţinute din bilanţ (E = P—S) cu altitudinea şi raioanele de valabilitate ale relaţiilor (I. Ujvári).

valori minime (de 200 — 250 mm) la altitudini de circa 2 000 — 2 500 m (fig. 22). Maxima sau axa evapo-transpiraţiei se observă la altitudini de 300 — 500 m în estul Carpaţilor Orientali (400 — 550 mm), în sudul Carpaţilor Meridionali (520 — 560 mm), în Transilvania (520 — 580 mm) şi la altitudinea de 150 — 500 m în Cîmpia de Vest, unde valoarea ei atinge local 600 mm (fig. 23).

Din curbele de corelaţie cu altitudinea reiese că la înălţimi mari (800—1 600 m), pe pantele estice, evapo-transpiraţia este în general mai ridi-

Fig. 23. Schema repartiției teritoriale a evapo-transpirației medii (mm) (I. Ujvári).

cată decît pe pantele vestice, cu circa 10 — 30 mm (fig. 22). După părerea noastră, fenomenul se datorește proceselor catabatice frecvente, de durată pe clinele estice ale Carpaților, care favorizează evaporația.

Gradienții evapo-transpirației variază între 0 și 30 mm/100 m pe versanții estici și 0 și 60 mm/100 m pe cei vestici.

În regiunile cu umiditate deficitară sau semiaride, evapo-transpirația variază între 470 — 370 mm/an și depinde aproape exclusiv de cantitatea medie anuală de precipitații.

Coeficientul scurgerii medii (η_0). Coeficientul scurgerii, ca raport între scurgerea medie a rîurilor și cantitatea medie a precipitațiilor căzute pe suprafața bazinelor de recepție, variază pe teritoriul României între limite largi. Astfel, în regiunile muntoase, la altitudini mari, aproape 80 — 85% ($\eta_0 = 0{,}80 - 0{,}85$) din precipitații se scurg, pe cînd în regiunile de șes se scurg numai 3 — 10% (0,03 — 0,10), datorită condițiilor diferite ale evapo-transpirației. Astfel, coeficientul scurgerii prezintă o zonalitate verticală bine conturată, gradienții lui fiind deosebiți în diferitele regiuni ale țării (fig. 24) După cît se poate observa din schema coeficientului scurgerii (fig. 25), regiunile muntoase sînt delimitate de valoarea de 30 mm, ceea ce indică condiții favorabile de formare a scurgerii. Valori azonale se întîlnesc în regiunile carstice, unde coeficientul scurgerii depășește de obicei

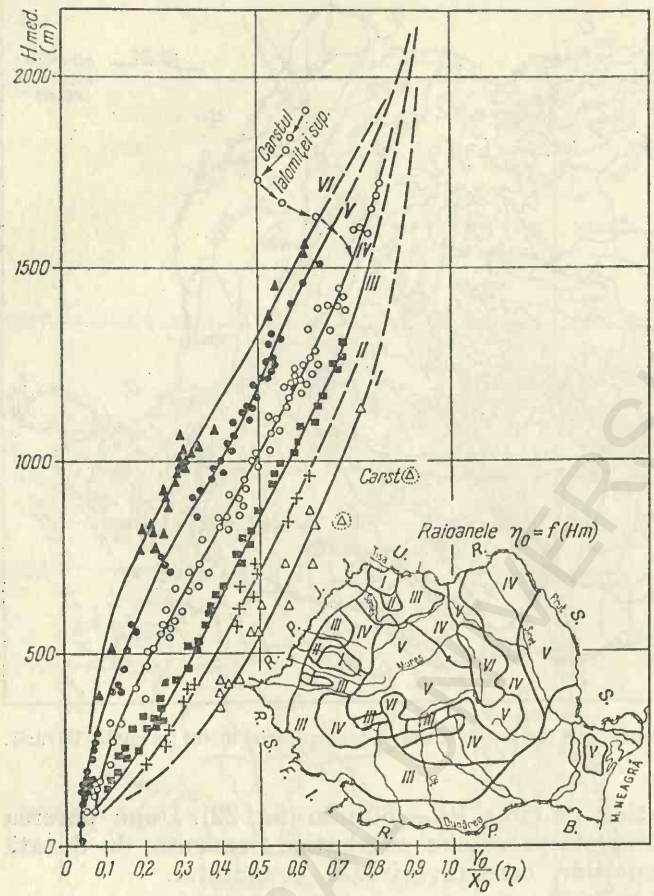


Fig. 24. Relaţia coeficientului scurgerii medii cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de valabilitate ale relaţiilor (după I. Ujvári, P. Gălan).

valorile obişnuite, din cauză că cea mai mare parte a scurgerii se face pe cale subterană, reducîndu-se astfel valorile pierderilor prin evapo-transpiraţie.

Scurgerea superficială (S_0 mm). După cum s-a mai arătat în munţi scurgerea superficială reprezintă aproximativ 60 — 70% din scurgerea totală medie anuală, şi în regiunile de şes şi de dealuri circa 75 — 80%. Prin excluderea alimentării subterane, reducerea scurgerii totale anuale nu schimbă cu mult legile de repartiţie observate în cazul scurgerii medii anuale. Astfel, se remarcă o creştere a scurgerii superficiale o dată cu creşterea altitudinii, valorile maxime înregistrîndu-se în Munţii Retezat — circa 900 mm/an. Majoritatea masivelor muntoase vestice sînt încadrate de izoreea scurgerii superficiale de 200 mm, iar Carpaţii Orientali de cea de 100 mm. În Bazinul Transilvaniei, pentru Cîmpia Transilvaniei şi vestul Podişului Tîrnavelor, este caracteristică izolinia de 40 — 50 mm, iar pen-

tru restul bazinului cea de 50 — 120 mm. În Depresiunea Bîrsei, această valoare scade la 25 — 50 mm.

În Cîmpia de Vest, Cîmpia Română şi Podişul Moldovei scurgerea superficială variază între 15 şi 35 mm.

Este interesant să analizăm pe scurt şi scurgerea care provine din zăpezi şi din ploi. Aceste valori se obţin dacă procentul alimentării superficiale din zăpezi (Z_s) se înmulţeşte cu valoarea scurgerii superficiale totale.

Pe baza materialului existent, a fost întocmită legătura grafică între altitudine şi scurgerea din zăpezi şi ploi. Aceste legături s-au dovedit acceptabile, îndeosebi dacă se iau în consideraţie aproximaţiile ce se admit în astfel de ocazii.

Caracteristica curbelor de corelaţie cu altitudinea, pentru alimentarea din zăpezi şi din ploi, este aproximativ comună pînă la altitudinea de circa 1 400 — 1 600 m, unde se produce schimbarea calitativă a scurgerii: începe să predomine alimentarea din zăpezi. La altitudini mai mari (1 600 — 1 800 m), gradientul scurgerii din zăpezi creşte în continuare, în timp ce pentru cea provenită din ploi scade brusc, devenind negativă. Acest fenomen se întîmplă în mod firesc în urma creşterii ponderii zăpezii din precipitaţiile anuale (243).

Din hărţi se evidenţiază totodată şi unele legi ale genezei şi repartiţiei teritoriale a scurgerii. Astfel, pe versanţii vestici ai Carpaţilor Orientali scurgerea din zăpezi este aproape de două ori mai mare, la aceleaşi alti-

Fig. 25. Schema coeficientului scurgerii medii a României (I. Ujvári).

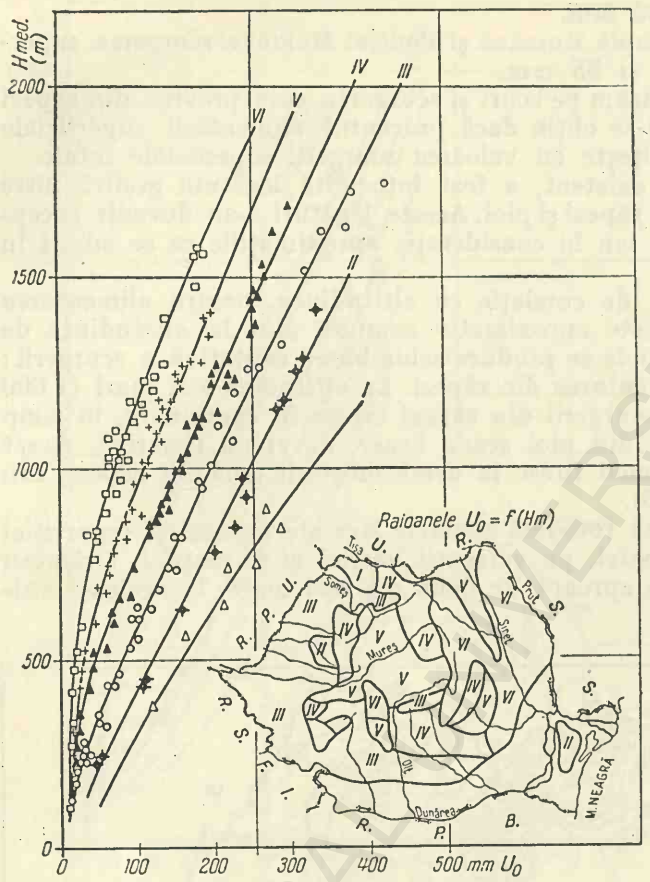


Fig. 26. Relaţia scurgerii medii subterane cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de valabilitate ale relaţiilor (I. Ujvári).

tudini, decît pe pantele estice. La fel se prezintă şi scurgerea din regiunile de cîmpie.

Harta scurgerii din ploi oglindeşte o repartiţie teritorială relativ uniformă; se poate totuşi sesiza, ca şi în cazul scurgerii din zăpezi, o scădere de la vest la est a valorilor acesteia.

Scurgerea subterană (U_0). În munţi, scurgerea subterană, ca şi celelalte elemente ale bilanţului hidrologic, denotă o zonalitate verticală destul de bine conturată; ea depinde în mare măsură şi de umiditatea regiunilor de cîmpie şi de condiţiile de drenare a apelor subterane de către reţeaua fluviatilă.

Creşterea valorilor scurgerii subterane în regiunile muntoase, pînă la circa 500 mm pe an nu se datoreşte atît măririi rezervelor de apă sub-

terană montană, cît activizării schimbului acestor rezerve, ceea ce este în raport direct cu umiditatea, cu infiltrația și cu pantele hidraulice spre rîuri. În munți, valoarea scurgerii subterane depinde în mare măsură de grosimea depozitelor de pantă care acoperă rocile fisurate, roci care conțin cantități mai mari de ape freatice.

După cum ne indică curbele de legătură ale scurgerii subterane cu altitudinea (fig.26) și harta scurgerii subterane (fig.27), gradienții cei mai mari ai scurgerii subterane se întîlnesc în regiunile cele mai umede. O uniformitate relativă a valorilor scurgerii subterane se observă în Carpații Orientali (raionul I.).

În regiunile de cîmpie și de dealuri, scurgerea subterană medie anuală variază între 4 și 10 mm în Moldova și Cîmpia Română, între 8 și 25 mm în Cîmpia Vestică și între 8 și 35 mm în Podișul Transilvaniei.

Umezirea totală a solului (W_0mm). Valoarea umezirii totale a solului depinde în primul rînd de umiditatea climei. Ea variază puțin în zona umidității bogate (între 500 și 700 mm) și scade mult în zonele umidității variabile și deficitare, unde valoarea ei ajunge pînă la 470 mm în Cîmpia Română și 350 mm în Dobrogea (fig. 28).

Fig. 27. Repartiția teritorială a scurgerii medii subterane (mm) în România (I. Ujvári).

Valoarea W_0 creşte uşor cu altitudinea în munţi (fig. 29), datorită scăderii perioadelor cu lipsă de infiltraţie tot în acelaşi sens. De fapt comportarea relaţiei $W_0 = f(H_m)$ depinde de zonalitatea altitudinală regională a celor doi componenţi: a evapo-transpiraţiei care scade cu altitudinea şi a scurgerii subterane care creşte cu înălţimea. Cele două valori sînt egale între ele în jurul altitudinilor de 1 400 — 1 600 m în Carpaţi. La altitudini mai mari domină scurgerea subterană, iar la cele mai mici evapo-transpiraţia.

Făcînd un raport între valorile W_0 şi evaporabilitate (potenţialul evaporaţiei), se obţine *coeficientul de umezire totală* a solului $\left(K_{W_0} = \frac{E_0}{W_0}\right)$, care în comparaţie cu indicele de ariditate clasic are avantajul de a exclude scurgerea superficială, care nu participă la procesele biogene ce se petrec în sol.

Astfel, se poate stabili precis limita între zonele cu umiditate variabilă şi cu umiditate bogată. Coeficientul K_{W0} are o relaţie clară cu altitudinea, valorile lui maxime variind între 1,5 şi 2,5 în zonele cu umiditate deficitară sau semiaride. El depăşeşte valoarea de 1,0 la altitudinile de 400 — 500 m în estul ţării şi de 200 — 400 m în vest. Se menţionează sensibi-

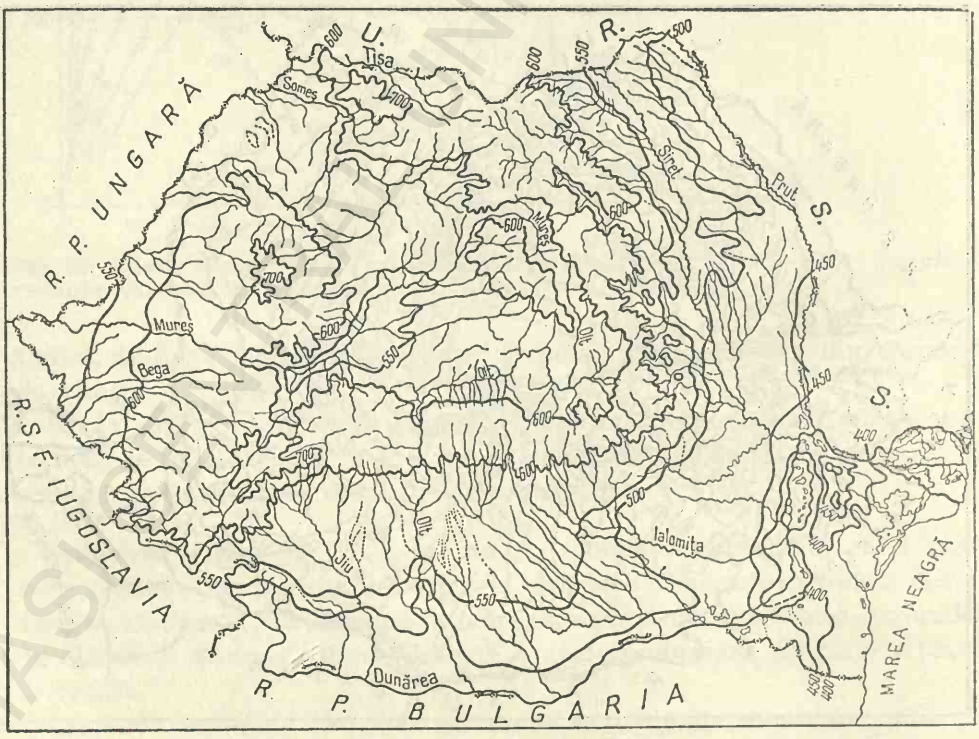


Fig. 28. Repartiţia teritorială a umezirii totale a solului în (mm) România (I. Ujvári).

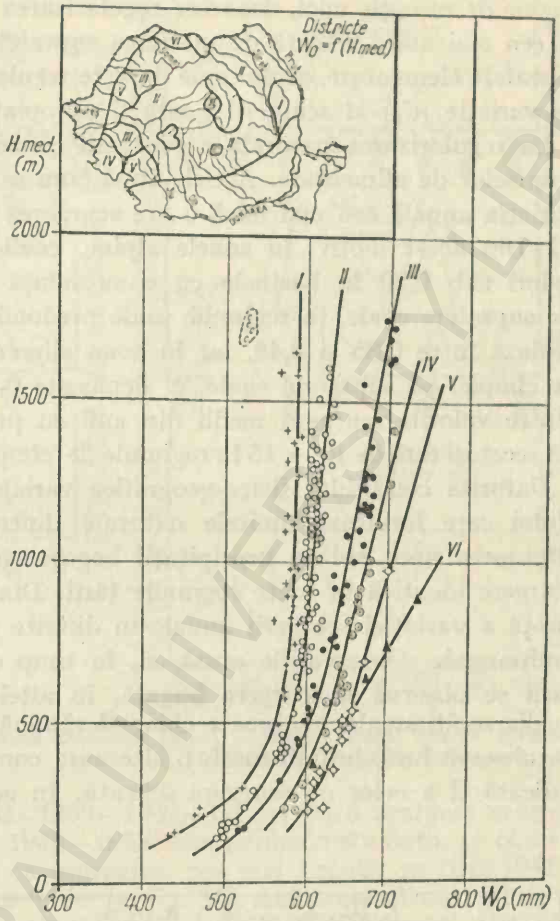


Fig. 29. Relaţia între umezirea totală a solului şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie şi raioanele de valabilitate ale relaţiilor (I. Ujvári).

litatea mică a coeficientului în zona umidităţii bogate, unde el variază între 0,7 şi 1,0 atingînd valori mai mici numai la altitudini de 1500 — 2 500 m.

VARIAŢIA ÎN TIMP A SCURGERII ANUALE

Din ecuaţia bilanţului apei ($Y = X - Z \pm W$) rezultă că valorile scurgerii anuale a rîurilor depind în cea mai mare parte de suma anuală a precipitaţiilor atmosferice, de pierderile prin evaporaţie şi de procesele de acumulare şi de consum ale rezervelor de apă din bazinul rîurilor.

Variaţia cantităţii anuale de precipitaţii şi a pierderilor în procesele de evaporaţie şi de transpiraţie se reflectă bine în scurgerea rîurilor care au

bazine de recepţie mici, deoarece regularizarea anuală a rezervelor depinde în cea mai mare măsură de mărimea suprafeţei bazinului de recepţie. Pe suprafeţe elementare, acolo unde lipseşte regularizarea naturală, coeficientul de variaţie (C_v) al scurgerii poate fi apropiat cu cel al precipitaţiilor.

La regularizarea naturală a scurgerii contribuie şi combinarea în timp a surselor de alimentare. Astfel, după cum se ştie, în regiunile muntoase, variaţia anuală cea mai mică o are scurgerea provenită din topirea zăpezii. Din acest motiv, în zonele alpine, coeficientul de variaţie (C_v) are valori sub 0,20 în bazinele cu o suprafaţă relativ mică (sub 200 km²). Pe suprafeţe egale, în regiunile unde predomină alimentarea din ploi, C_v variază între 0,35 şi 0,45, iar în zona alimentării din zăpezi în regiunile de cîmpie, pe suprafeţe egale, el depăşeşte 0,50 — 0,70 (fig. 30). Raportul dintre valorile scurgerii medii din anii cu precipitaţii abundente şi din cei secetoşi este de 10 — 15 în regiunile de cîmpie şi scade la 2,5 în munţi.

Datorită condiţiilor fizico-geografice variate şi în special datorită reliefului care formează limitele naturale dintre diferite regiuni climatice, alternarea unor ani cu precipitaţii bogate cu ani secetoşi nu produce o scurgere identică în toate regiunile ţării. Din aceasta rezultă o neconcordanţă a variaţiei scurgerii anuale în diferite raioane ale ţării în perioade multianuale. Observaţiile arată că, în timp ce într-o parte a teritoriului ţării se observă o scurgere bogată, în altele ea poate fi apropiată de media multianuală, sau poate chiar să rămînă mult sub valoarea acesteia. Se observă însă, în linii mari, o alternare comună a ciclurilor cu scurgere ridicată şi a celor cu scurgere scăzută. În general, anii cu scurgere ridi-

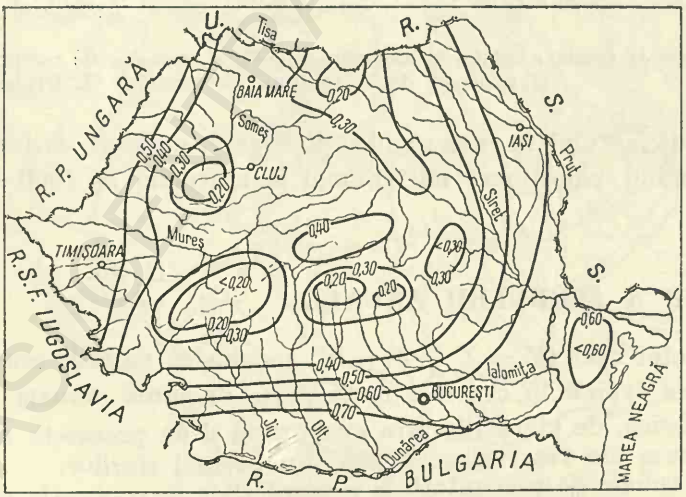


Fig. 30. Repartiţia teritorială a valorilor C_v a scurgeriimed ii anuale (după S. Dumitrescu, 49).

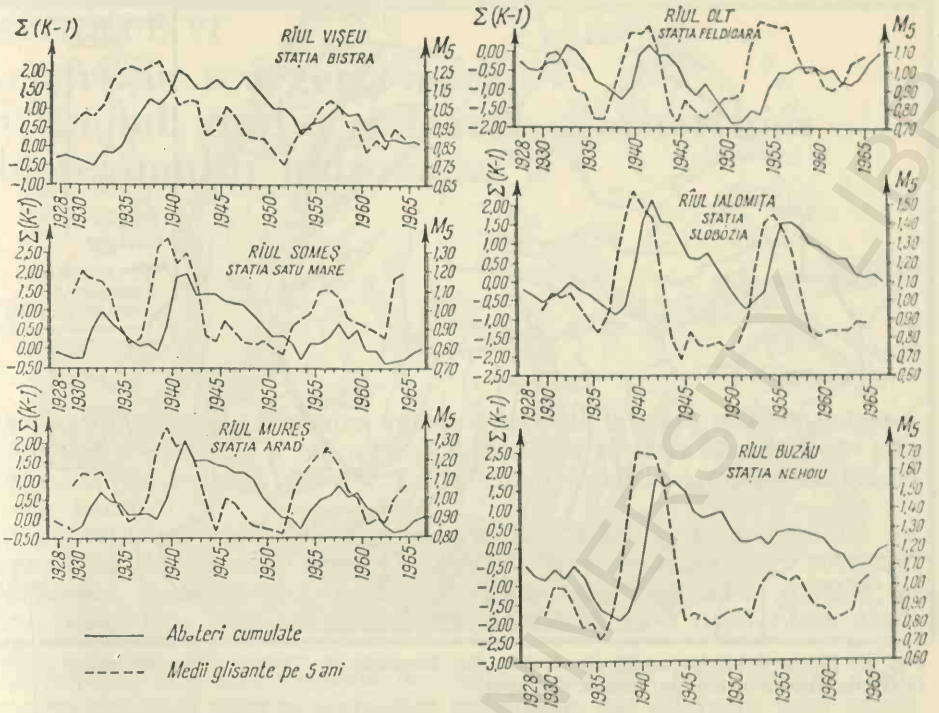


Fig. 31. Variaţia cronologică a sumei abaterilor ($K-1$) debitelor medii anuale (perioada 1928—1967), (după S. Dumitrescu, 49).

cată au fost cei din perioada 1939—1942, iar cei cu o scurgere scăzută, în perioadele 1934—1939 şi 1945—1953. Din perioada studiată, se observă că pentru vestul ţării anii cu scurgerea cea mai bogată au fost 1941 şi 1970, iar în sudul ţării anul 1940 (v. fig. 31). Anii secetoşi au fost 1934, 1943, 1946, 1950 şi 1954, apariţia lor variind de la o regiune la alta (48.)

DEBITE MEDII ALE RÎURILOR DIN ROMÂNIA

Debitul mediu total al rîurilor care curg pe teritoriul României este aproximativ 1 150 m³/s, din care 443 m³/s aparţin bazinului Tisei, 702 m³/s bazinului Dunării şi mai puţin de 5 m³/s bazinului Mării Negre. Ca o caracteristică importantă se poate aminti că din regiunile muntoase, de la altitudini mai mari de 500 m, provin circa 84% (955 m³/s) din scurgerea totală, restul aparţinînd regiunilor de şes (6,9%) şi de dealuri (Podişului Transilvaniei circa 70 m³/s, Podişului Moldovei şi Sucevei circa 30 m³/s, Cîmpiei Române şi Piemonturilor sudice circa 55 m³/s, iar Cîmpiei de Vest şi Piemonturilor vestice circa 30 m³/s).

Majoritatea rîurilor din România, datorită teritoriului relativ mic pe care se formează şi după debitul lor de vărsare, pot fi considerate că aparţin categoriei rîurilor mici în comparaţie cu sistemele hidrografice mondiale.

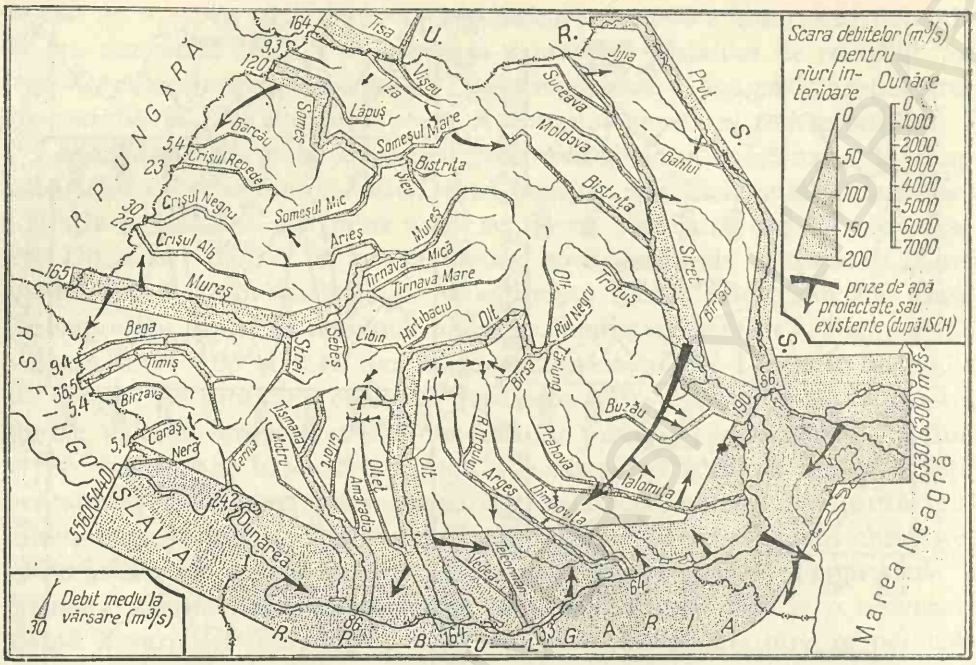


Fig. 32. Harta debitelor medii ale rîurilor din România (I. Ujvári). (Săgeţile indică necesităţile de transbordare de resurse de apă).

Din tabelul 3 în care figurează debitele principalelor sisteme de rîuri la vărsarea sau la ieşirea lor de pe teritoriul României, reiese că debitul cel mai mare îl are Siretul, după care urmează Mureşul, Oltul, Someşul etc.

TABELUL 3

Rîurile interioare principale în ordinea debitelor medii la vărsare

Nr. crt.	Rîu	Suprafaţa bazinului (km²)	Debit mediu (m³/s)	Scurgere medie (mm)
1	2	3	4	5
1	Siret	44 080	190,0	134,0
2	Mureş	27 919	165,0	185,0
3	Olt	24 300	164,0	213,0
4	Someş	15 217	118,0	243,0
5	Jiul	10 469	86,0	259,0
6	Prut	28 396	80,0	89,0
7	Argeş	12 681	64,0	161,0
8	Bistriţa (Siret)	7 042	52,0	232,0
9	Ialomiţa	8 873	38,8	117,0
10	Timiş	5 248	36,5	221,0

CAPITOLUL VI

Repartiţia scurgerii medii în timpul anului şi fazele caracteristice ale regimului hidrologic

Repartiţia scurgerii în timpul anului determină în mare măsură valoarea economică a apelor. Cu cît regimul hidrologic al cursurilor de apă este mai echilibrat cu atît ele pot fi utilizate mai eficient, mai multilateral şi mai ieftin.

Necesităţile de apă sînt, în majoritatea cazurilor, în contratimp cu disponibilul de rezerve. Astfel, în timpul verii cînd apa este solicitată multilateral, rîurile dispun de rezerve reduse, sau chiar dacă contăm pe perioadele de ape mari din ploi, ele nu se produc cu o regularitate absolută.

Contrastele cele mai evidente de regim se observă între regimul rîurilor carpatice şi al celor pericarpatice autohtone, dar diferenţe mari există şi între regimurile caracteristice provinciei climatice est-europene, de la est de Carpaţi, şi a celor din provincia climatică central-europeană. Aceste elemente de regim se oglindesc bine în scurgerea medie sezonieră-lunară şi în particularităţile fazelor de regim cum sînt apele mari, viiturile şi apele mici.

SCURGEREA MEDIE SEZONIERĂ ŞI LUNARĂ

Iarna (XII—II) se caracterizează, în general, printr-un contrast permanent între regimul rîurilor din regiunile joase, aflate la vest, la est şi la sud de Carpaţi. Naturii aproape încremenite sub influenţa frigului din Podişul Moldovei i se contrapune seria încălzirilor temporare cu topiri repetate din Cîmpia de Vest. Între cele două regiuni de bază, regimul rîurilor din Cîmpia Română, Dobrogea şi Podişul Transilvaniei reprezintă iarna un tranzit evident. Instabilitatea iernii din vestul ţării este atît de mare, încît totalul volumului scurgerii de iarnă se apropie şi în unele cazuri izolate depăşeşte scurgerea de primăvară. Frecvenţa apelor mari de primăvară în perioada de iarnă este de 68% pe Crasna la Moftinul Mic şi de abia de 24% pe Bîrlad la Bîrlad. Analizînd ponderea scurgerii de iarnă în profil anual, în vest sînt caracteristice valorile de 32—40%, în timp ce în est aceasta se reduce la 15—20%.

Instabilitatea iernilor din regiunile joase se poate caracteriza bine aplicînd indicatorul stabilităţii păturii de zăpadă al lui Köppen. Astfel, în zona unde temperatura medie a lunii celei mai reci este de peste —3°C,

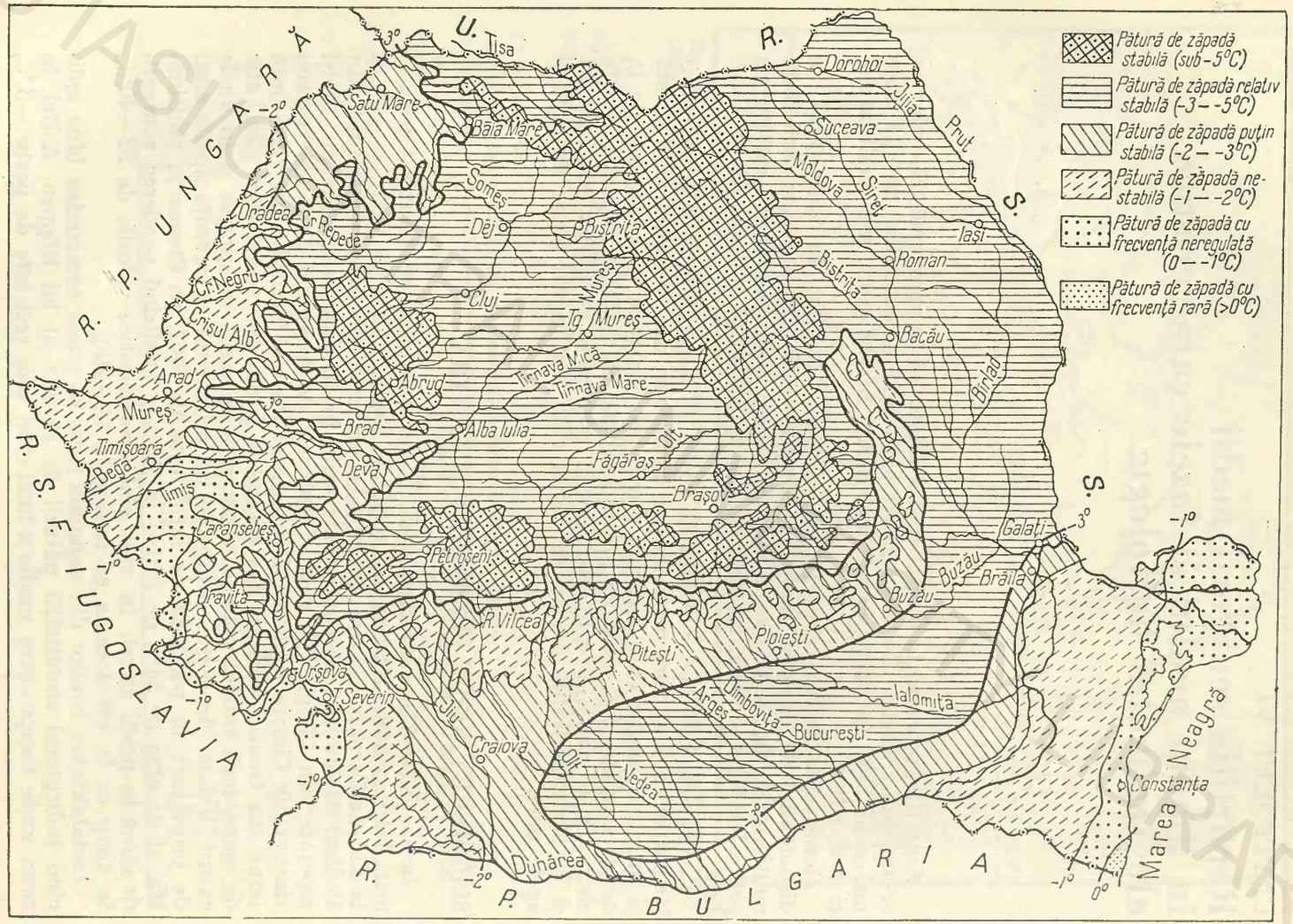


Fig. 33. Stabilitatea păturii de zăpadă în diferitele părți ale țării după criteriul Köppen (I. Hiváry)

acolo întîlnim o pătură de zăpadă care se topeşte şi se reface de mai multe ori în timpul iernii. Această constatare este surprinzător de valabilă pentru teritoriul ţării noastre şi ea ne-a servit la elaborarea raionării din fig. 33. Dorim să subliniem însă efectul inversiunilor din timpul iernii, mai ales în vestul şi sudul ţării, datorită cărora în regiunile piemontane, subcarpatice, zăpada este mai puţin stabilă decît în cîmpie.

Procentul valorii scurgerii de iarnă scade vertiginos în raport cu altitudinea. Astfel, la nivelul zonelor alpine ea este în jur de 10—13%. În acest sens creşte şi stabilitatea perioadei scurgerii minime din acest anotimp. Iarna scurgerea este redusă pe marea majoritate a rîurilor ţării, însă sub influenţa oceanică din vest şi sud, în Cîmpia de Vest, în Podişul Getic şi Dobrogea există tendinţa formării scurgerii lunare maxime în februarie. Aceste fenomene pot fi urmărite în fig. 90 a şi 34.

Primăvara (III—V) reprezintă perioada de tranziţie spre perioada caldă a anului. Rezervele de apă incluse în zăpada acumulată iarna, timp de mai multe luni, se eliberează în perioade scurte şi asociindu-se adeseori cu ploile căzute în aceiaşi perioadă produc cele mai mari volume sezoniere în acest anotimp. Desigur, ponderea cea mai ridicată a scurgerii de primăvară (45—50%) se observă în regiunile unde în timpul iernii s-au acumulat cele mai mari rezerve de apă în pătura de zăpadă (nordul şi estul ţării). Topirea zăpezilor se produce treptat de la altitudinile mai mici (februarie—martie) spre cele mai mari (aprilie) şi spre zonele alpine

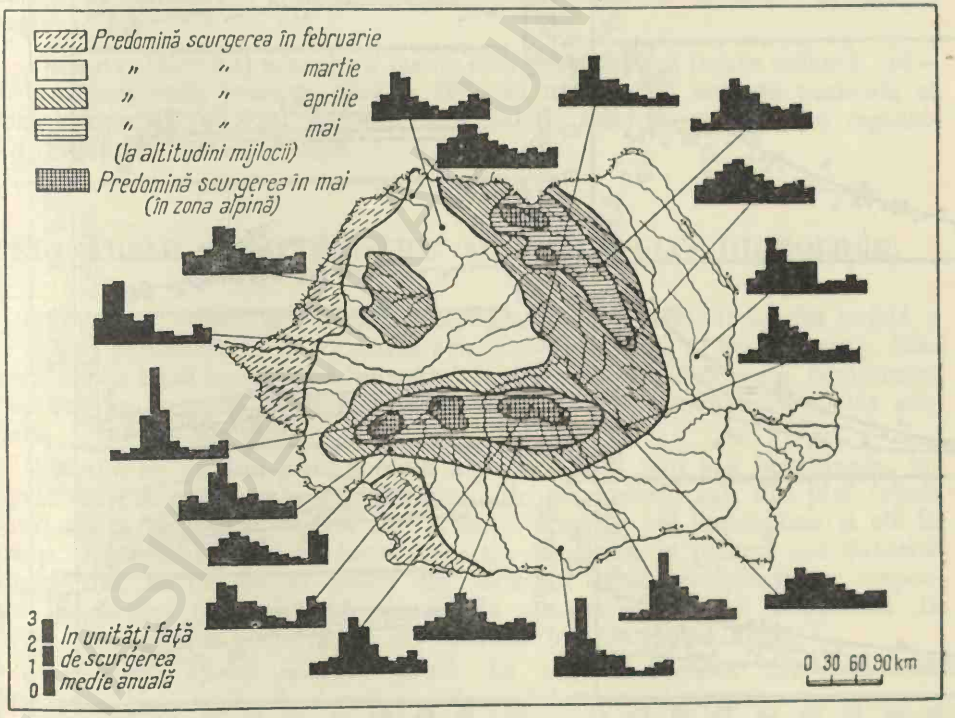


Fig. 34. Raioanele cu scurgerea medie lunară cea mai ridicată în România (I. Ujvári).

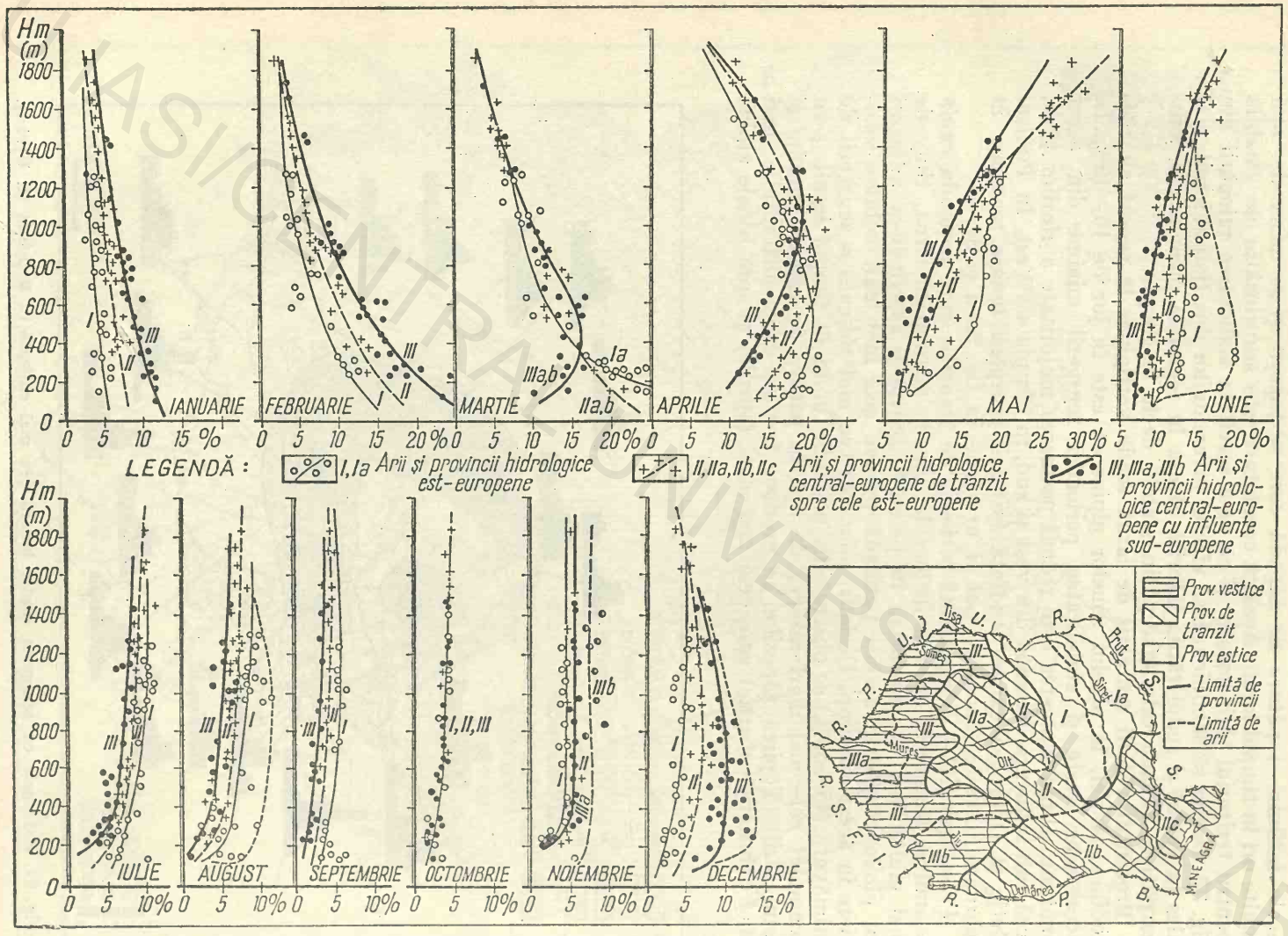


Fig. 35. Relațiile generale ale scurgerii medii lunare (în % din scurgerea medie anuală pe perioada 1950—1967) cu altitudinea medie (*Hm*). (I. Ujvári).

(mai—iunie). În aceste luni apare deobicei şi volumul lunar maxim al scurgerii (v. fig. 34). Rîurile, care îşi au originea sub altitudinea de 1 600 m au în general maxima în luna aprilie, iar cele care reuşesc să dreneze zona alpină — în mai. Din acest motiv majoritatea rîurilor transilvănene îşi au maxima în aprilie (cu excepţia pîraielor, rîurilor, care îşi iau originea de pe versantul nordic al Carpaţilor Meridionali). Rîurile de pe versantul estic al Carpaţilor Orientali se prezintă uneori cu maxima în mai (Moldova, Bistriţa), din cauza suprapunerii ploilor convective din această lună peste topirea ultimelor surse de zăpadă.

Vara (VI—VIII) scurgerea este deja scăzută în regiunile joase (10—12%), unde în timpul arşiţei de vară ploile au un efect hidrologic redus. În munţi însă, în acest anotimp, scurgerea medie este ridicată, variind între 25 şi 35% din scurgerea medie anuală. În zonele alpine topirea zăpezii care se termină abia în luna iulie se suprapune cu perioada ploioasă de la începutul verii. Din această cauză există posibilitatea producerii unor volume sezoniere maxime în timpul verii.

În Carpaţii Orientali, la nord de Trotuş, scurgerea din perioada de vară este ridicată depăşind 30%. Acest fenomen se datoreşte ploilor convective frecvente şi ciclonilor de pe traseul baltic care, în august, produc în Moldova un al doilea maxim al precipitaţiilor.

Pe rîurile din Podişul Moldovei, ploile căzute la începutul verii produc şi ele un al doilea maxim de debite în iunie, contribuind astfel la formarea tipului de alimentare pluvial-moderat în aceste regiuni.

Toamna (IX—XI) scurgerea medie este pretutindeni foarte scăzută (10—15% în regiunile joase şi pînă la 20% în munţi). În această perioadă se înregistrează în general debitele medii lunare minime cu excepţia regiunilor montane, cu ierni reci.

PERIOADELE CARACTERISTICE ALE REGIMULUI HIDROLOGIC

După cum reiese din analiza hidrografelor, în timpul anului există o oarecare periodicitate în formarea scurgerii ridicate şi a celei scăzute. Elementele de bază ce compun hidrografele sînt *viiturile*, care prin compunere sau suprapunere în timp pot forma *apele mari* şi perioadele apelor scăzute, respectiv ale *apelor mici*.

Viiturile se produc din topirea zăpezilor, din ploi sau combinate, iar apele mari se pot forma tot din zăpezi (de primăvară) sau din ploi (apele mari de la începutul verii); sînt situaţii cînd se pot suprapune şi ele în timp. Apele mici se produc iarna sau vara—toamna, în primul caz datorită îngheţului, în cel de al doilea caz datorită lipsei precipitaţiilor, respectiv pierderilor puternice de resurse de ape superficiale şi subterane la evapo-transpiraţie. În funcţie de apariţia lor distingem deci:

a. *Perioada apelor mici de iarnă.* În vest în această perioadă sînt frecvente şi *viiturile de iarnă* şi chiar *apele mari de iarnă;*

b. *Perioada apelor mari de primăvară* sau a *viiturilor de primăvară;*

c. *Perioada apelor scăzute de primăvară* (aprilie—mai) în regiunile joase, etapa între sfîrşitul apelor mari de primăvară şi a viiturilor de la începutul verii;

d. *Perioada viiturilor şi apelor mari din ploi de la începutul verii* (ploile frontale şi convective, pseudomusonice);

e. *Perioada apelor mici de vară-toamnă;*

f. *Perioada apelor crescute de toamnă.*

Perioadele scurgerii ridicate. În ţara noastră se observă anual circa 10—15 viituri, cu o frecvenţă mai mare la altitudinile mijlocii ale Carpaţilor (aria tipului de alimentare *Pz*) ; şi mai redusă spre regiunile de cîmpie (aria *Zp* şi *zp* aridă) şi spre aria nivală de altitudine, unde elementul dominant este apa mare.

Viiturile şi apele mari de iarnă ating frecvenţa maximă în partea de vest a ţării, unde ele apar aproape anual. Apele mari de primăvară încep în vest deja din timpul iernii, cînd se şi produc chiar în cca. 60 de ani din 100 (deci 60%). Regimul cu un grad mai înalt de continentalitate din estul Carpaţilor duce însă la scăderea acestui procentaj, la 20—30%.

Dacă am exprima numărul viiturilor produse în diferitele anotimpuri din numărul total anual al lor, iarna am obţine valori asemănătoare cu procentajul scurgerii sezoniere: în Cîmpia de Vest 35—43%, în Cîmpia Română 25—35%, iar în Podişul Moldovei şi al Transilvaniei 15—25%. În munţi numărul lor scade treptat ajungînd la altitudinile mari la 10—15%.

Viiturile de iarnă, în vestul ţării, au aproape aceiaşi frecvenţă cu cele observate în cazul tipului de regim danubian superior (bavarez), ceea ce reflectă o puternică influenţă oceanică iarna (atlantică + la noi subtropicală, mediteraneană) cu regenerări, ocluziuni calde în faţa munţilor Apuseni, Oaş şi Banat.

Transformarea viiturilor de iarnă în ape mari (dispariţia totală a păturii de zăpadă) se observă mai ales în Cîmpia de Vest şi în Oltenia, pînă la altitudini de circa 500 m (uneori şi mai sus), cu o frecvenţă de 30-40%. În aceşti ani lipseşte deobicei şi gheaţa de pe rîuri.

Apele mari de primăvară se formează cu regularitate numai în Carpaţi, unde datorită condiţiilor termice negative, succesive, ale iernii este asigurată acumularea anuală a zăpezii. Ariile vestice, provinciile central-europene ale tipurilor de regim se disting printr-o frecvenţă mai redusă (40—70%) a apelor mari de primăvară, iar în Dobrogea din cauza precipitaţiilor reduse ele sînt înlocuite deobicei prin viituri.

Apele mari de primăvară reprezintă oglinda fidelă a procesului de desprimăvărare în ţara noastră, care începe, deobicei, în partea a doua a lunii februarie în Oltenia, Banat şi Cîmpia de Vest. În Podişul Transilvaniei şi în estul Cîmpiei Române începutul topirii zăpezii întîrzie în medie pînă la 1 martie, iar în Podişul Moldovei pînă la 10 — 15 martie.

Procesul formării apelor mari de primăvară în Carpaţi întîrzie succesiv de la 15 martie pînă la 15 aprilie (date medii). Din cauza alternanţei topirilor cu noi ninsori, zăpada dispare de pe bazinele rîurilor alpine abia în iunie-iulie, cînd începe perioada viiturilor de vară. În locurile adăpos-

tite de radiaţia solară, la altitudinile de peste 2 000 m, se menţin şi vara pete de zăpadă şi nevee hipogee care alimentează pîraiele.

Viiturile din ploile de primăvară au uneori eficienţă mare în procesul de formare al scurgerii superficiale, mai ales dacă în timpul iernii şi al lunilor de primăvară cantitatea precipitaţiilor a fost ridicată. În asemenea cazuri scurgerea ridicată a apelor mari de primăvară se suprapune cu vehemenţă deosebită, viiturilor născute în munţi. Un exemplu de viitură cu urmări tragice a fost cea produsă în Transilvania şi la izvoarele Tisei, Siretului şi Prutului între 12 şi 20 mai 1970, care a depăşit ca volum şi debit maxim viiturile determinate cu frecvenţă de 1% (v. tabel 4). Resursele de zăpadă importante din Carpaţii Păduroşi (U.R.S.S.) munţii Rodnei, Călimani, Gurghiu, Hărghita s-au topit după 1 mai şi au supraumezit solul, peste care la 12 mai şi în zilele următoare au căzut ploi generale de 80—150 mm în medie pe o suprafaţă de peste 50 mii km². Unda de viitură produsă pe Someşul Mare, Mureş, Tîrnave a devenit distrugătoare în aria pieţelor de adunare a apelor, la poalele munţilor, unde au atins amplitudini de nivel de 5,5—8,5 m. Stratul scurgerii maxime a variat în jur de 60—120 mm, iar coeficientul scurgerii a depăşit 0,80% din ploile căzute. Frecvenţa acestor viituri se apreciază la 0,8—0,5%. Ele trebuie să fie considerate ca mixte pentru rîurile de munte cu obîrşia la peste 1 000 m altitudine şi din ploi pentru rîurile din podiş.

Durata apelor mari de primăvară este de 2—3 săptămîni în regiunile joase şi creşte la 3—5 luni la altitudinile de peste 1 800 m, unde ploile de vară se suprapun legic topirii zăpezilor.

Stratul scurgerii din timpul apelor mari de primăvară variază în jur de 20 mm în cîmpii, 20—50 mm în podişuri şi 50—500 mm în munţi.

Viiturile şi apele mari de la începutul verii au caracter general pe teritoriul ţării. Ele se datorează ploilor pseudomusonice, frontale, care se combină cu convecţiile foarte puternice, locale, cu amploare mai mare în ariile de descendenţă a maselor de aer în dosul Munţilor Apuseni (bazinele Iara—Someşul Rece) şi în aria pluvial-moderată din Carpaţii Orientali.

Perioada viiturilor de la începutul verii are o frecvenţă anuală, dar începutul şi amploarea ei sînt foarte variabile. Intensificarea activităţii frontale începe deobicei în luna mai, iar în iunie se atinge maxima precipitaţiilor (media pe mai mulţi ani). Totodată, eficienţa hidrologică a ploilor este redusă din cauza condiţiilor termoenergetice favorabile evaporaţiei. Prin urmare, eficienţa hidrologică a ploilor creşte în munţi în mod sensibil cu altitudinea, coeficientul de scurgere al viiturilor fiind în jur de 0,20 în cîmpie şi de 0,60 la altitudini mari. Frecvenţa viiturilor de vară oglindeşte această lege: în cîmpii ponderea viiturilor de vară este de 15—20%, iar în munţi creşte la 25—35%.

Viiturile de toamnă apar cu o frecvenţă de 30-50%. Scăderea temperaturii aerului în octombrie-noiembrie favorizează scurgerea din ploile de toamnă, care au frecvenţa mai ridicată în Banat şi Oltenia decît în Bazinul Transilvaniei şi Moldova (circulaţie sud-vestică). Cu toată frecvenţa relativ rară a ploilor de toamnă, numărul viiturilor din această etapă reprezintă 10—20% din totalul anual.

Viiturile catastrofale şi scurgerea maximă a rîurilor din ţara noastră sînt generate în mod preponderent de ploi. Caracteristicile dimensionale ale viiturilor cu o frecvenţă de 1% sînt cuprinse în tabelul 4.

TABELUL 4

Elemente caracteristice ale scurgerii maxime şi ale viiturilor catastrofale (asig. 1%) pe rîurile din R.S.R. (I.M.H.)

Rîul	Secţiune	S (km²)	H_m (m)	Q_{max} (m³/s)	C Q_{max} · Q_{med} ·	T_t (ore)	T_c	W (mil m³)	h mm
Vişeu	Confl. Tisa	1 606	997	1 020	50	160	40	134	85
Iza	,,	1 300	658	710	40	170	40	97,5	75
Someş	Frontieră	15 217	536	3 070	30	260	80	450	30
Crişul Repede	Oradea	2 425	629	970	40	210	45	166	75
Crişul Negru	Zerind	4 476	281	700	25	230	50	173	40
Crişul Alb	Chişineu-Criş	3 957	351	690	35	236	60	175	50
Mureş	Frontieră	27 919	613	2 120	15	250	70	555	20
Timiş	Lugoj	2 706	665	1 130	35	180	45	176	65
Jiu	Confl. Dunăre	10 469	438	2 070	25	250	50	600	60
Olt	Confl. Dunăre	24 300	624	2 530	16	500	110	1 080	45
Vedea	Confl. Dunăre	5 364	169	1 070	100	190	40	164	30
Argeş	Confl. Dunăre	12 681	376	1 940	30	190	40	315	25
Ialomiţa	Confl. Dunăre	8 873	374	930	25	200	35	183	21
Siret	Confl. Dunăre	42 354	515	3 520	20	400	120	1 750	40
Suceava	Confl. Siret	2 616	589	1 250	90	200	50	214	80
Moldova	Confl. Siret	4 326	682	1 540	60	240	55	324	75
Bistriţa	Confl. Siret	7 042	913	2 200	40	260	65	244	35
Trotuş	Confl. Siret	4 349	693	1 540	65	160	32	155	36
Putna	Confl. Siret	2 742	551	1 200	90	165	35	159	58
Buzău	Confl. Siret	4 743	479	1 100	40	275	70	138	29

Notă: Elementele caracteristice ale scurgerii maxime sînt date pentru cazul undelor de viitură singulare şi al regimului natural de scurgere.

S = Suprafaţa bazinului de recepţie
H_m = Altitudinea medie a bazinului de recepţie
Q_{max} = Debitul maxim cu asig. 1%
C = Coeficient de torenţialitate
T_t = Durata totală a viiturilor catastrofale
T_c = Durata creşterii viiturilor catastrofale
W = Volumul viiturilor catastrofale
h_{mm} = Stratul scurgerii viiturilor catastrofale

Menţionăm, că toate viiturile catastrofale cunoscute pînă în prezent au fost umbrite pentru cea mai mare parte a ţării de viitura din mai 1970, generată de ploi pe un fond nival în munţi. Este însă cunoscută tendinţa formării scurgerii maxime în general din ploi în partea estică a ţării şi din zăpezi şi ploi în nord-vest (bazinele Tisa—Someş—Crişuri). Studiile efectuate de S. Dumitrescu, Gh. Platagea, C.Mociorniţă ne dovedesc faptul, că pe suprafeţele bazinale de peste 5 000—10 000 km² există tendinţa formării debitelor maxime de origine mixtă (zăpezi+ploi), iar pe suprafeţe bazinale mai mici domină maximele din ploi. Principial fenomenul este oglindit în fig. 36 a.

Anii cu debite maxime eminente prezintă o varietate destul de mare din punctul de vedere al răspîndirii lor teritoriale datorită compartimentării pămîntului ţării noastre de către lanţul carpatic. Dintre viiturile catastrofale amintim pe cea din 1932 (aprilie), care s-a format în urma topirii zăpezii, de circa 0,5 m, căzută în bazinele Mureşului, Oltului superior,

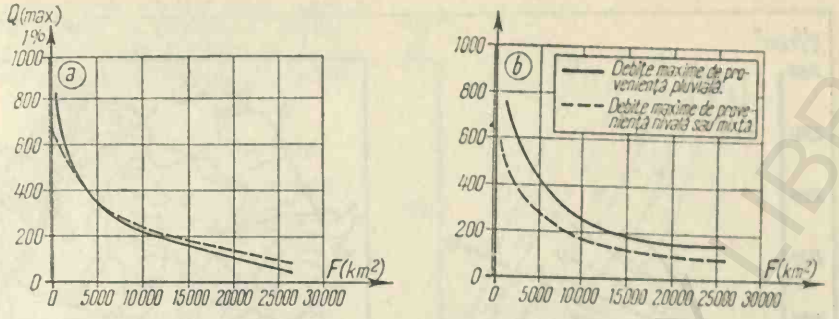


Fig. 36. Scurgerea maximă (asig.1%) specifică (l/s km²) în funcție de mărimea bazinului de recepție (C. Mociorniță).
a. La vest de Carpați; *b*. La est și sud de Carpați.

Crișurilor și Someșului, viitura din martie 1940 care s-a produs în bazinul Buzăului, viiturile din 1924, 1938, 1940, 1942, 1944 din Banat, viitura din februarie 1960 din bazinele Crișuri—Someș, din martie 1923 din bazinul Jiu, viiturile din primăvara anilor 1923, 1930, 1932, 1939, 1948 care s-au produs la est de cursul Oltului inferior, din anii 1921, 1923, 1930, 1933, 1941, 1949 în bazinele Siret și Prut. Dintre debitele maxime eminente din ploi amintim în primul rînd pe cele din mai 1970, pe cele din iunie 1940 și 1953 din bazinul Jiului, din 1932 din Podișul Moldovei, din 1933 din Carpații Orientali (aproximativ în aria viiturii din 1970) etc.

Scurgerea maximă specifică (l/s/km²) are o repartiție teritorială asemănătoare cu restul componenților scurgerii. Din analiza valorilor scurgerii de pe suprafețe bazinale identice (de exemplu 100 km², 10 000 km² etc.) se constată că aceasta este mai scăzută în cîmpie și mai ridicată în munți și în vestul țării. De altfel, valorile ei sînt în strînsă dependență de suprafața bazinelor de recepție (v. fig. 36), ceea ce se datorește — după cum este îndeobște cunoscut — raportului invers dintre intensitatea ploilor (topirii zăpezii) și extensiunea lor teritorială.

Scurgerea maximă elementară (pe suprafețe în jur de 1—10 km²) a fost stabilită pe baza numeroaselor observații făcute de către C. Diaconu, Gh. Platagea, C.Mociorniță, L.Mustață ș.a. Deoarece studiul nu este încă într-o fază finală putem să arătăm că au fost identificate valori de 20 000 l/s/km² în Dobrogea de sud în jur de 23 000 l/s/km² în bazinul Jiului (142) și valori mai reduse în vestul țării (5 000—15 000 l/s/km²), unde intensitatea ploilor este în general mai redusă decît în est.

O imagine destul de apropiată de realitate asupra scurgerii maxime se obține prin aplicarea parametrului propus de C. Mociorniță $\left(\frac{Hm}{\sqrt{S}}\right)$, în care pe lîngă valoarea suprafeței bazinele (S km²) figurează și altitudinea medie a bazinelor de recepție (Hm în m). Includerea în parametru a altitudinii medii are importanță mai ales pentru luarea în considerare a creșterii umidității solului și o dată cu altitudinea, a coeficientului scurgerii superficiale.

În lungul majorității rîurilor debitele maxime cresc, în timp ce scurgerea maximă scade. Aceasta înseamnă o slabă regularizare de lunca în lungul rîurilor. Singura excepție o face Prutul, care pe teritoriul țării noastre

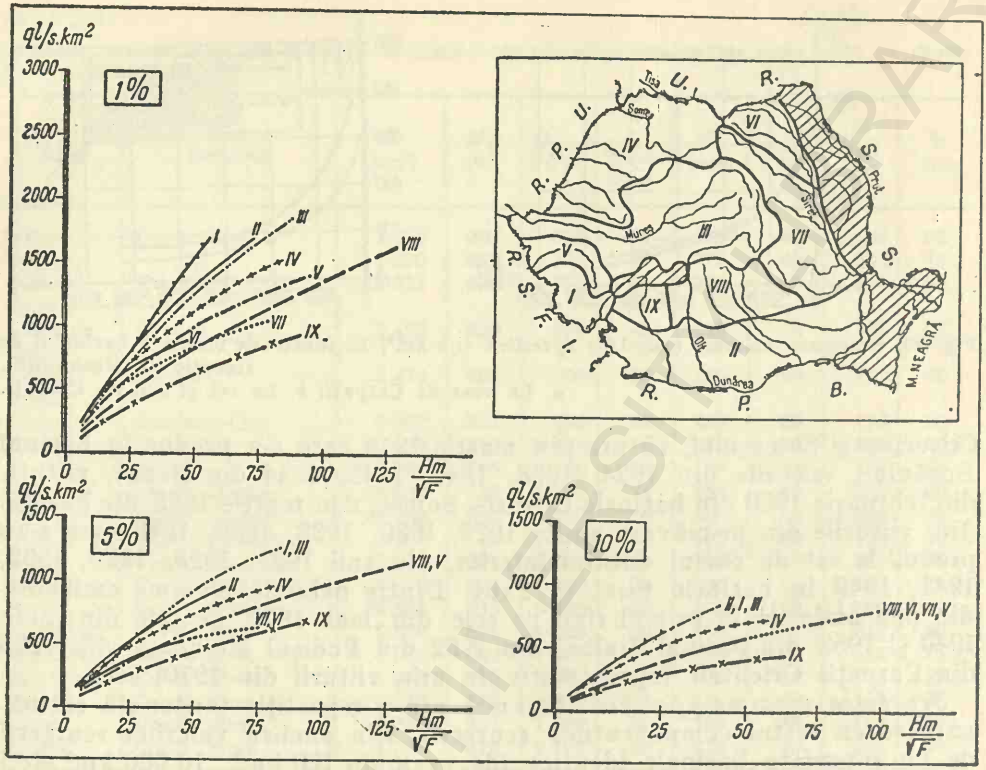


Fig. 37. Funcţia scurgerii maxime cu diferite asigurări ;' parametru $\frac{Hm}{\sqrt{F}}$ (după C. Mociorniţă).

nu primeşte afluenţi de seamă, iar în lunca sa largă apele viiturilor au posibilitate de extindere. După datele existente debitul maxim de 1200 m³/s cu asigurare 1% la Ungheni se diminuează la vărsare pînă la 300 m³/s.

Perioadele scurgerii scăzute. După cum s-a amintit, în ţara noastră se disting două perioade de bază cu scurgere scăzută pe rîuri: *perioada scurgerii minime de iarnă* şi *perioada scurgerii minime de vară-toamnă.* Trebuie să precizăm însă că în timpul primăverii în regiunile joase, unde apele mari de primăvară se termină în martie, se observă, în decursul mai multor ani, o perioadă cu scurgere scăzută pînă la apariţia perioadei de viitură de la începutul verii. Această perioadă *a scurgerii scăzute de primăvară* dispare în munţi o dată cu altitudinea unde, prin prelungirea topirii zăpezilor, apele mari de primăvară sînt continuate de cele de vară, generate de ploi.

În timpul „secetei hidrologice", adică a lipsei viiturilor pe rîuri, acestea sînt alimentate exclusiv din ape subterane. Scurgerea scăzută din această perioadă este cu atît mai accentuată cu cît resursele de ape subterane, care sînt capabile să alimenteze rîurile, sînt într-o fază mai avansată de epuizare. După ultimele observaţii, perioada cu scurgere minimă absolută în ţara noastră se produce iarna.

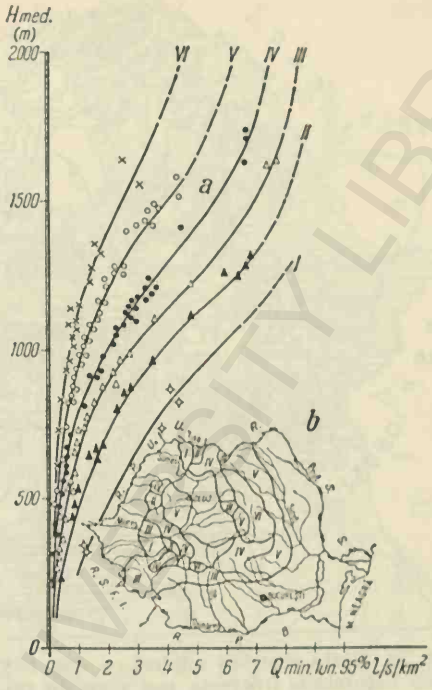


Fig. 38. Funcţia scurgerii medii lunare minime (asig. 95%) în raport cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie (*a*) şi raioanele de valabilitate a relaţiilor (*b*). (1950—67). (I. Ujvári).

Din analiza datelor cu privire la scurgerea minimă-medie lunară din perioada 1950—1967 reiese că în aria de răspîndire a tipului de regim hidrologic pericarpatic vestic (v. fig. 39) scurgerea minimă de iarnă are o frecvenţă redusă (35—45%) în comparaţie cu cea de vară-toamnă. Aceasta se explică prin topirile frecvente din timpul iernii precum şi prin utilizările de apă din rîuri din perioada de vară pentru irigaţii. Această arie este conturată pe harta scurgerii minime din fig. 39. În aria continentală creşte simţitor frecvenţa formării scurgerii minime în timpul iernii la 70—80% în regiunile joase şi în general la 100% în munţi la altitudini de peste 1 000 m (v. fig. 40).

Pe baza datelor culese de la 285 de posturi hidrometrice, au fost calculate valorile debitelor minime medii lunare cu asigurare de 95%, iar valorile scurgerii specifice (l/s/km²) ne-au servit pentru stabilirea relaţiilor cu altitudinea medie a bazinelor de recepţie (v. fig. 38). S-a constatat că harta scurgerii minime elaborată încă în 1959 (245) a rămas valabilă.

Scurgerea minimă din categoria stabilită, adică „debitul de diluţie", urmăreşte în repartiţia sa teritorială legile umidităţii. Astfel, în regiunile joase, scurgerea minimă are valori sub 0,1 l/s/km². Creşterea peste valoarea critică de 0,3—0,5 l/s/km², care este caracteristică contactului montan cu piemonturile, se produce deja în zona umidităţii bogate, cu reproducerea repetată a apelor freatice în ciclul anual. La altitudini mari scurgerea minimă ajunge la 4—7 l/s/km² în cazul lipsei lacurilor alpine şi la 7—10 l/s/km² în cazul prezenţei efectului de regularizare a acestora şi al existenţei în bazine a petelor de zăpadă în perioada caldă şi a neveelor hipogee. Valo-

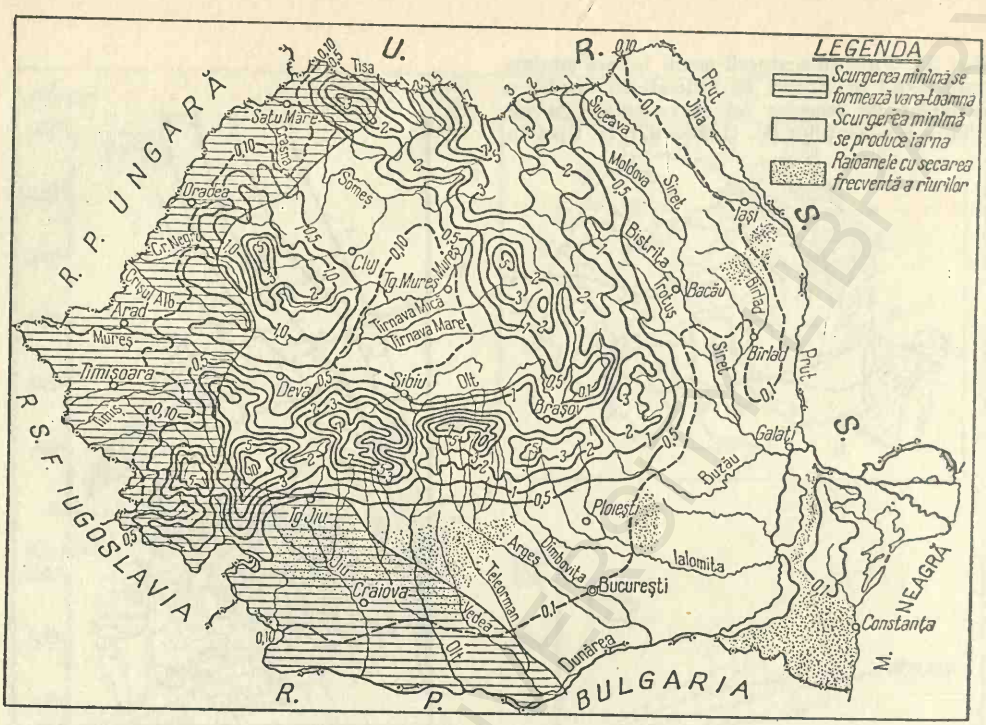


Fig. 39. Harta scurgerii minime cu asig. 95% (minime medii lunare pe perioada 1950—67). Zona haşurată = frecvenţa mai mare în profil multianual a scurgerii minime de vară, faţă de cea de iarnă (I. Ujvári).

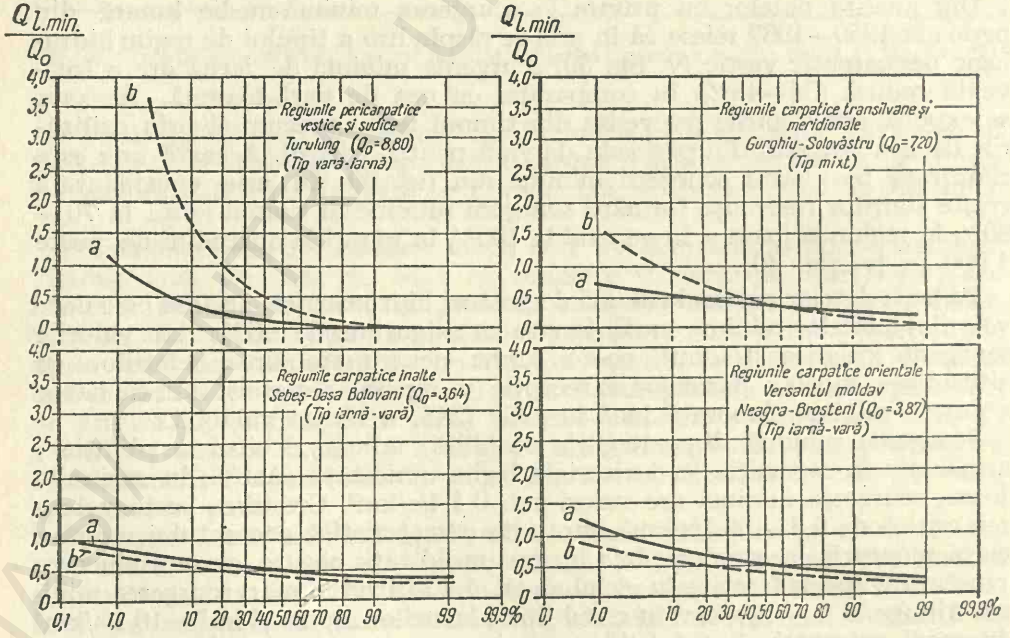


Fig. 40. Exemple de frecvenţă a scurgerii minime lunare din perioada caldă (*a*) şi rece (*b*) a anului, în vestul şi în estul ţării (I. Ujvári)

Fig. 41. Harta secării riurilor din România (după I. Ujvári, M. Nițulescu, A. Păduraru).

rile scurgerii minime sînt mai ridicate la aceeaşi altitudine pe versantele vestice (fig. 38) faţă de cele cu expoziţie estică.

Fenomenul secării rîurilor intră în atenţia cercetătorilor din 1956, cînd a fost organizată prima anchetă cu acest subiect. În funcţie de frecvenţa şi durata secării pîraielor se deosebesc *cursuri de apă semipermanente*, care seacă în anii deosebit de secetoşi, *cursuri intermitente*, cînd alimentarea subterană este numai vremelnică, rîurile secînd anual în perioadele secetoase şi *cursuri temporare* cînd alimentarea subterană este atît de redusă, încît nu mai poate susţine scurgerea între viituri. Tot în această categorie introducem şi *cursurile epizodice*, în care scurgerea superficială se observă o dată la mai mulţi ani, în timpul ploilor torenţiale (văile din Dobrogea de sud).

Avînd în vedere că o dată cu creşterea suprafeţei bazinale a sistemelor se măreşte şi posibilitatea de apariţie în cadrul lor a unor surse de ape subterane importante, secarea devine un fenomen destul de rar. Cu alte cuvinte, dacă într-o regiune seacă şi rîurile cu suprafeţe bazinale mari, rezultă atunci că în bazin *condiţiile de alimentare subterană* sau *condiţiile climatice de regenerare* a apelor subterane sînt nefavorabile.

Condiţiile de alimentare subterană sînt nefavorabile în ţara noastră în piemonturile Getic şi Rîmnic unde deşi domină clima de silvostepă sau chiar a pădurilor de foioase, pachetele groase ale depozitelor villafranchiene compuse din pietrişuri şi nisipuri nu conţin ape freatice în cantităţi însemnate. Primele orizonturi de ape subterane se află mult sub nivelul talvegului rîurilor autohtone, din care motiv acestea seacă pe suprafeţe mari, ca de exemplu Amaradia Jiului (840 km²), întregul mănunchi de pîraie aparţinînd sistemul Vedei, cu izvoarele în Piemontul Cotmeanei (v. fig. 41), văile seci din regiunile carstice (sohodolurile) etc.

Condiţiile climatice de regenerare a apelor freatice sînt nefavorabile în stepa Cîmpiei Române, în Bărăgan şi în stepa Covurluiului. Dintre rîurile intermitente de aici amintim Sărata Ialomiţei (1 590 km²), Gerul, Suhul etc. Diferenţele de umiditate dintre Podişul Transilvaniei şi Podişul Moldovenesc se reflectă şi în secarea rîurilor. Dacă la vest de Carpaţi seacă intermitent rîurile ale căror bazine hidrografice au suprafeţe în jur de 20—100 km² şi cele cu caracter intermitent de 350—400 km², în Moldova acestea se ridică la 500—800 km² (cele intermitente), respectiv la 1 000—4 000 km² (cele semipermanente).

Subliniem faptul că în Podişul Moldovenesc sînt destul de frecvente cazurile de secare şi în timpul iernii, acest fenomen manifestîndu-se prin îngheţul rîurilor (chiar şi al Bîrladului la Bîrlad) pînă la fundul albiei. În Cîmpia de Vest cazurile de acest gen sînt destul de rare, fenomenul respectiv producîndu-se numai în timpul iernilor geroase.

TIPURILE DE REGIM HIDROLOGIC

Regimul hidrologic caracteristic al diferitelor rîuri din ţara noastră se obţine din combinarea regională a elementelor specifice anumitor perioade. Dorim să subliniem prin aceasta că orice raionare a tipurilor de regim se poate admite numai prin reconstituirea regimului hidrologic local, autohton, pentru unitatea naturală respectivă. Pentru rîurile care traversează

regiuni cu tipuri de regim diferite se obţine un regim compus, mai echilibrat. Aşa este cazul rîurilor colectoare submontane cum sînt: Siretul, Oltul, Someşul sau al celor care traversează crestele carpatice, cum sînt Jiul, Argeşul, Ialomiţa, Sebeşul, Rîul Mare, Cerna etc.

Tipurile de regim hidrologic pentru teritoriul ţării noastre au fost determinate încă din 1956 (240, 102, 245, 274), pe baza caracteristicilor repartiţiei scurgerii în timpul anului şi a surselor de alimentare. Limitele de repartiţie teritorială a tipurilor de regim identificate pe teritoriul ţării noastre sînt reprezentate pentru bazinul Dunării în fig. 90 unde se pot urmări şi particularităţile dinamicii de răspîndire într-un areal larg.

AMPLITUDINEA VARIAŢIILOR DE NIVEL ÎN RÎURI

Regimul nivelurilor apei este identic în timp cu regimul scurgerii, iar amplitudinea[1] de variaţie a nivelurilor este în funcţie de debit, viteză şi forma secţiunii văi stabilite într-un sector anume.

În ţara noastră se poate urmări situaţia specifică de frîngere a profilurilor longitudinale ale rîurilor la ieşirea lor din munţi. Acest fenomen are urmări multiple. La cursurile de apă montane, care în zona lor de baştină au amplitudinea în jur de 2—4 m, la ieşirea lor din munţi, în cazul producerii viiturilor simultane, amplitudinea nivelurilor poate creşte de la 4 la 8 m. Toate aceste legi pot fi urmărite în fig. 42 în care sînt prezen-

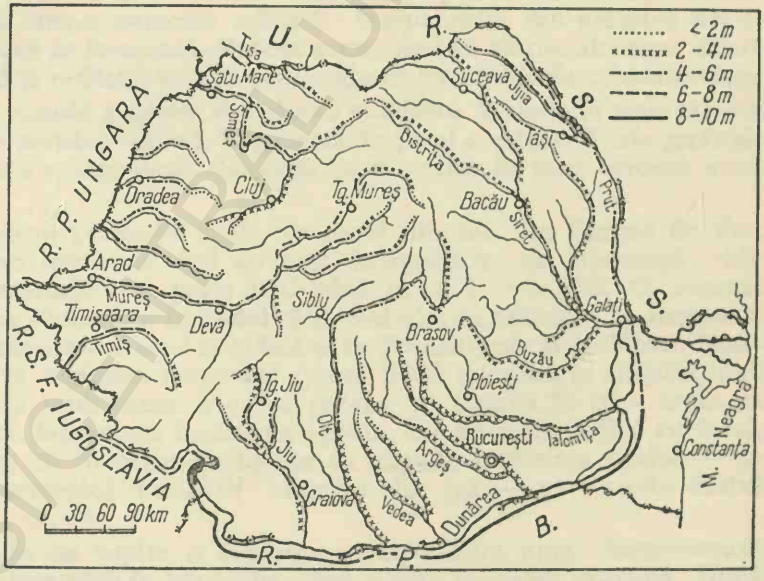


Fig. 42. Amplitudinea variaţiilor de nivel în lungul rîurilor din România (I. Ujvári).

[1] Amplitudinea maximă de nivel = diferenţa dintre nivelul maxim şi minim.

tate categoriile de amplitudine caracteristice rîurilor din ţara noastră. Efectul pieţelor de adunare a apelor din zona piemontană s-a manifestat foarte clar în timpul formării viiturii catastrofale din 13—20 mai 1970, de la confluenţa Someşului Mare cu Şieul, cu Lăpuşul, la confluenţa Tisei cu Someşul, la confluenţa Tîrnavelor cu Mureşul, a Mureşului cu Tisa ş.a. unde cotele au atins valori record.

De fapt, amplitudinea variaţiilor de nivel scade deobicei de la zona de divagare spre cîmpie, în cazul albiilor naturale. Dacă însă albiile sînt îndiguite, posibilitatea de extindere a apelor scade, scade secţiunea vie, deci cresc amplitudinile de nivel pînă la 8—10 m (Someş, Crişuri, Mureş etc.).

Pe sectoarele cu viteză mai mare a apei amplitudinea de nivel se diminuează. Un exemplu clasic în acest sens ne-a servit, în trecut, Dunărea în defileul ei (8—10 m la Baziaş şi la Turnu Severin şi abia 6—7 m la Orşova !). În locurile de extindere mare a luncii (insulele Ialomiţei şi Brăilei, Delta), amplitudinile nivelurilor înainte de îndiguire au descrescut sensibil, iar în zona de vărsare a fluviului, datorită raportului cu nivelul Mării Negre ele au ajuns abia la 3—4 m.

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL VII

Regimul termic şi de îngheţ al rîurilor

TEMPERATURA APEI DIN RÎURI

Rezervele calorice ale apelor din rîuri depind în mare măsură de radiaţia solară, de schimbul termic dintre aer-apă şi albie-apă, de aportul caloric al scurgerii de versant, al scurgerii subterane, de căldura internă de frecare intermoleculară a apei, de aportul caloric al afluenţilor etc. Temperatura apei unui rîu, într-o secţiune dată, depinde şi de conţinutul caloric adus din amonte. Acest ultim factor are o importanţă deosebită pentru rîurile mari din ţara noastră, care în majoritate îşi au originea în munţi. Astfel că, „apele reci", care sosesc în regiunile joase, se încălzesc mai greu în timpul verii decît pîraiele locale, iar în timpul iernii situaţia se inversează. Tocmai acest fapt împiedică o zonare termică unică a temperaturii apelor. Această zonare se poate face deci numai pentru rîurile mici, locale, care reprezintă într-o oarecare măsură temperatura din unitatea fizico-geografică în care se formează. Putem spune deci că rîurile alohtone diferă în mod esenţial şi evident tocmai prin regimul lor termic de cele autohtone

Temperatura zonală a apelor din rîurile autohtone depinde în mare măsură de temperatura aerului variind, în general, în jurul acesteia. Toate graficele de legătură între aceste două elemente ne dovedesc în mod evident acest fapt.

Astfel, începutul perioadei calde, în cazul rîurilor din Cîmpia de Vest corespunde lunii februarie cînd au fost înregistrate, cu frecvenţă, ridicări ale temperaturii apei peste 0°C pînă la + 2 — + 5°C. O situaţie asemănătoare se observă şi în sudul ţării, mai ales în Oltenia; la începutul lunii martie temperatura apei se ridică şi în Transilvania şi Moldova. Fenomenul întîrzie în regiunea muntoasă (peste 2 000 m) pînă la sfîrşitul lunii mai şi începutul lunii iunie. Topirea petelor de zăpadă în luna iunie, la aceste altitudini, îngreuiază încălzirea apelor, dar nu o împiedică cu totul, avînd în vedere că în regiunile lipsite de zăpadă încălzirea apelor — în parte prin intermediul încălzirii solurilor din jur — se resimte destul de accentuat.

După perioada de topire a zăpezilor, temperatura apei înregistrează o continuă creştere pînă în luna iulie, cînd atinge valoarea maximă. După analiza efectuată de C. Diaconu şi colectiv, frecvenţa decadelor cu temperatura medie a apei de peste 20°C este anuală în regiunile joase (fig. 43) la altitudini mai mari de 600—800 m aceste valori dispar cu totul. Decadele cu temperaturi de peste 10°C au , de asemenea, o frecvenţă mare în regiunile

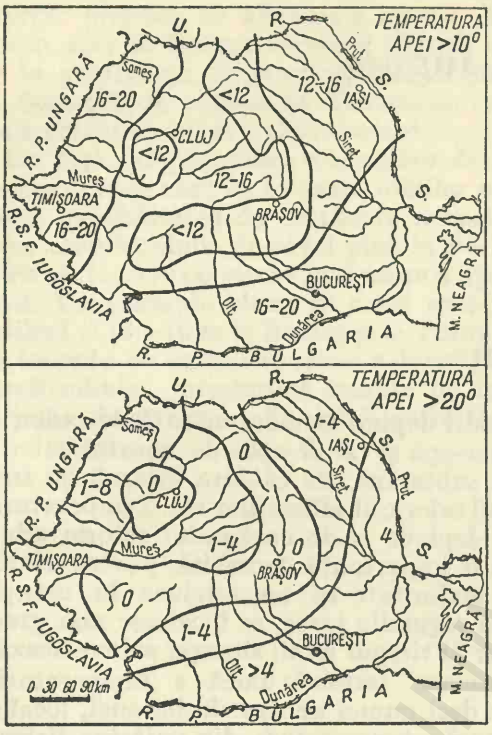


Fig. 43. Frecvenţa temperaturilor medii decadale ale apei de peste 10° şi 20°C, în diferitele regiuni ale ţării (după C. Diaconu).

joase (anual 16—20 de cazuri în medie) faţă de zonele mai înalte (sub 12 cazuri).

Încălzirea treptată a apei din rîuri şi procesul de răcire spre toamnă se poate urmări în fig. 44, unde sînt reprezentate temperaturile medii lunare ale rîurilor în funcţie de altitudinea medie a bazinelor de recepţie.

Răcirea apei de la sfîrşitul perioadei calde se produce treptat, sfîrşitul etapei avînd o zonalitate verticală cunoscută. Dacă în zonele alpine apa se răceşte pînă la 0°C încă din octombrie, în regiunile joase aceasta se produce în primele două decade ale lunii decembrie, fără însă ca media lunară a temperaturilor să atingă 0°C sau să scadă sub această valoare (v. fig. 45).

Temperatura rîurilor montane, cu regim termic alohton, după cum s-a mai amintit, este mai scăzută în lungul lor decît valoarea la care ne putem aştepta pe baza datelor asupra temperaturii aerului de la posturile hidrometrice. Diferenţele între temperatura rîurilor autohtone şi cele alohtone poate să atingă 8—10°C, mai ales în perioadele calde.

Unele abateri de la zonalitatea verticală generală se pot observa la ivirea unor rezerve de ape subterane bogate. Astfel de exemplu, în cazul Cernei la Băile Herculane, apa din rîu devine mai caldă cu 0,5 pînă la 6°C faţă de cea normală. În alte cazuri, apele abundente carstice contribuie la răcirea apei în perioada caldă (Tismana, Crişul Repede, Roşia etc.). Totodată însă, în perioada de iarnă, apele subterane sînt, în general, mai

calde decît apa din rîuri, contribuind la ridicarea temperaturii cu +1—+8°C la ivirea izvoarelor mai abundente şi la destrămarea gheţei de pe rîu.

Variaţia temperaturii apei rîurilor de la o zi la alta este mult mai redusă decît în cazul aerului. Această variaţie este însă şi în raport cu debitul rîurilor. Astfel, dacă în cazul pîraielor cu debite în jur de 1 m³/s vara se observă diferenţe de la zi la noapte de 8—10°C, ele scad în cazul rîurilor mai mari (3,6°C pe Mureş, la Arad, 1,3°C în cazul Dunării în sectorul românesc).

FENOMENELE ŞI REGIMUL DE ÎNGHEŢ AL RÎURILOR

Putem afirma că pe toate rîurile din ţara noastră, în stare naturală, se observă fenomene de îngheţ; frecvenţa, durata şi formele lor de apariţie variază însă între limite largi. Dintre fenomenele de îngheţ cele mai frecvente amintim: gheaţa la mal, aciculele, gheaţă de fund (interioară), gheaţa interioară ridicată la suprafaţa apei (năboi), scurgerea sloiurilor de gheaţă la începutul şi sfîrşitul iernii, zăpoare, podul de gheaţă, inia (zăpada la suprafaţa apei) etc.

Avînd în vedere clima schimbătoare, fenomenele de îngheţ au o frecvenţă

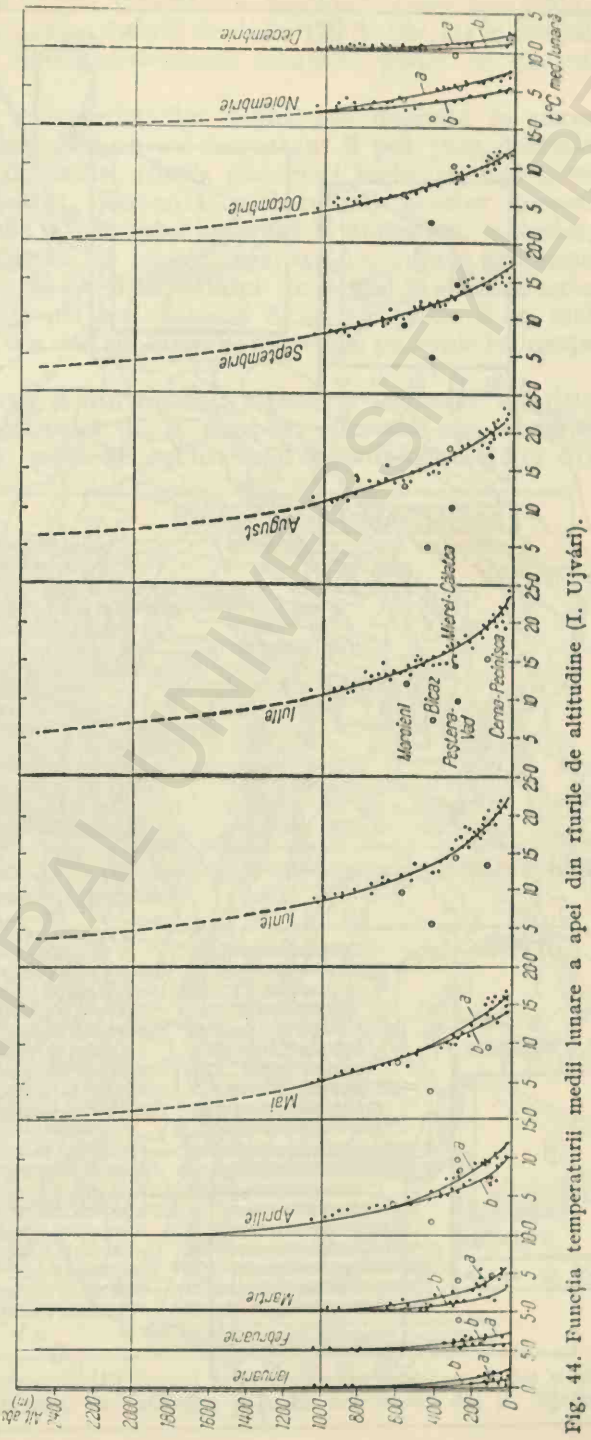


Fig. 44. Funcţia temperaturii medii lunare a apei din rîurile de altitudine (I. Ujvári).

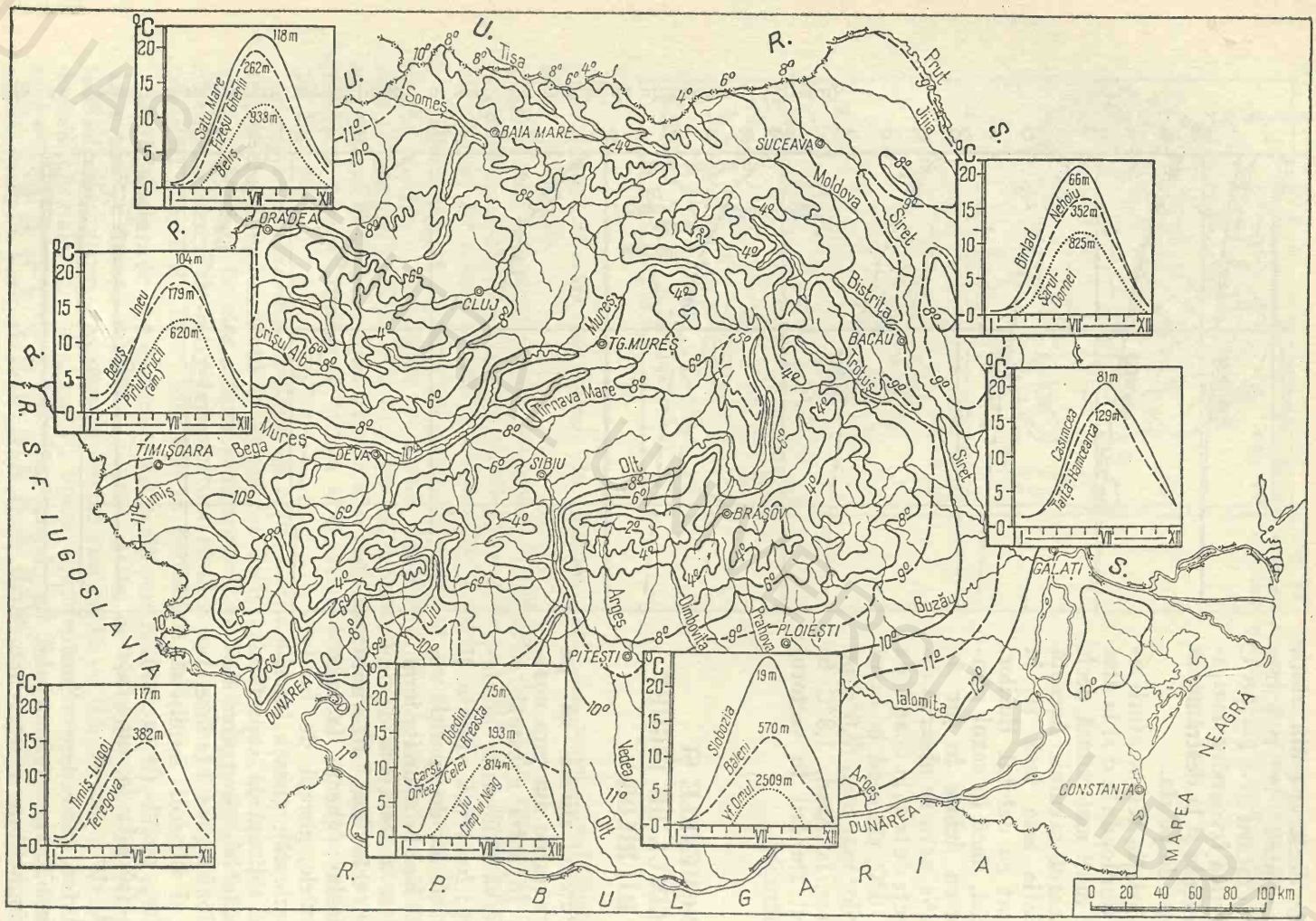


Fig. 45. Temperatura medie anuală a apei din rîuri și unele diagrame de variație a temperaturilor medii lunare (după V.Trufaș).

și durată foarte variabilă. În timpul dominării anticiclonului siberian, podul de gheață, de exemplu, poate avea o durată de peste 120 de zile, iar în timpul iernilor mai călduroase, cu dominarea climei oceanice, podul de gheață poate lipsi cu totul (fig. 46).

Varietatea teritorială a caracteristicilor înghețului depinde în mare măsură de condițiile climatice, deși un rol important îl pot juca debitele de apă pe diferite sectoare fluviatile; rîurile mai mari îngheață mai greu din cauza debitului caloric ridicat. Datorită multitudinii acestor factori precum și intensității variabile a influenței lor (pînă la dominare, mai ales, în regiunile carstice) fenomenele de îngheț apar și dispar pe suprafețe relativ restrînse cu diferențe de 5—6 săptămîni (în medie) în aceleași zone de altitudini. Podul de gheață pe rîuri durează de la 3 pînă la 5 ori mai mult în partea estică față de cea vestică, unde se simte mai puternic influența oceanică.

După cum se poate observa și din fig. 47, răcirea și respectiv apariția fenomenelor de îngheț, se propagă de la nord-est spre sud-est, aproape independent de condițiile de relief. Sensul invers al desprimăvărării (fig. 47)

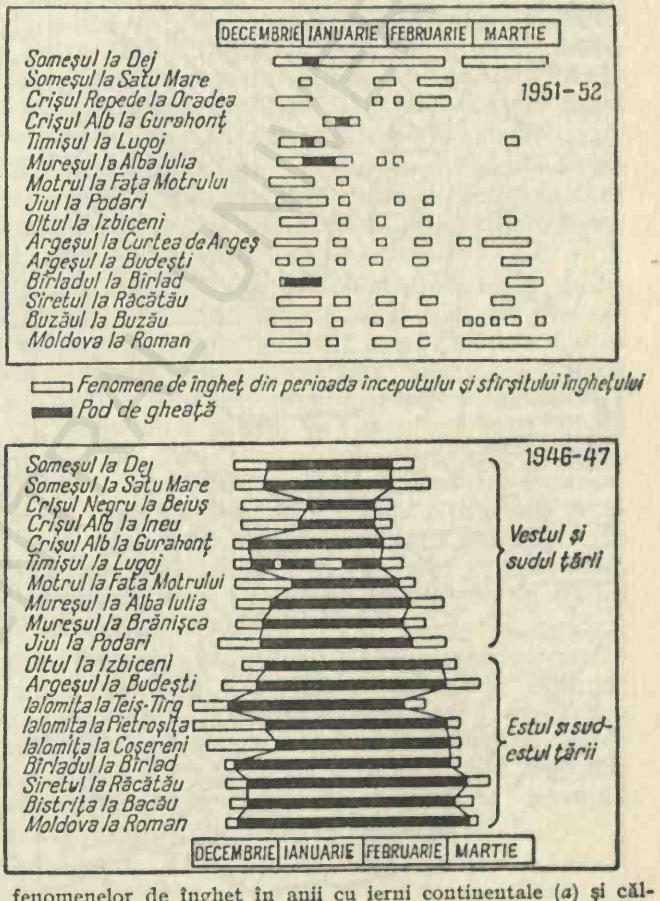


Fig. 46. Caracterul și durata fenomenelor de îngheț în anii cu ierni continentale (*a*) și călduroase, cu influență oceanică accentuată (*b*). (I. Ujvári).

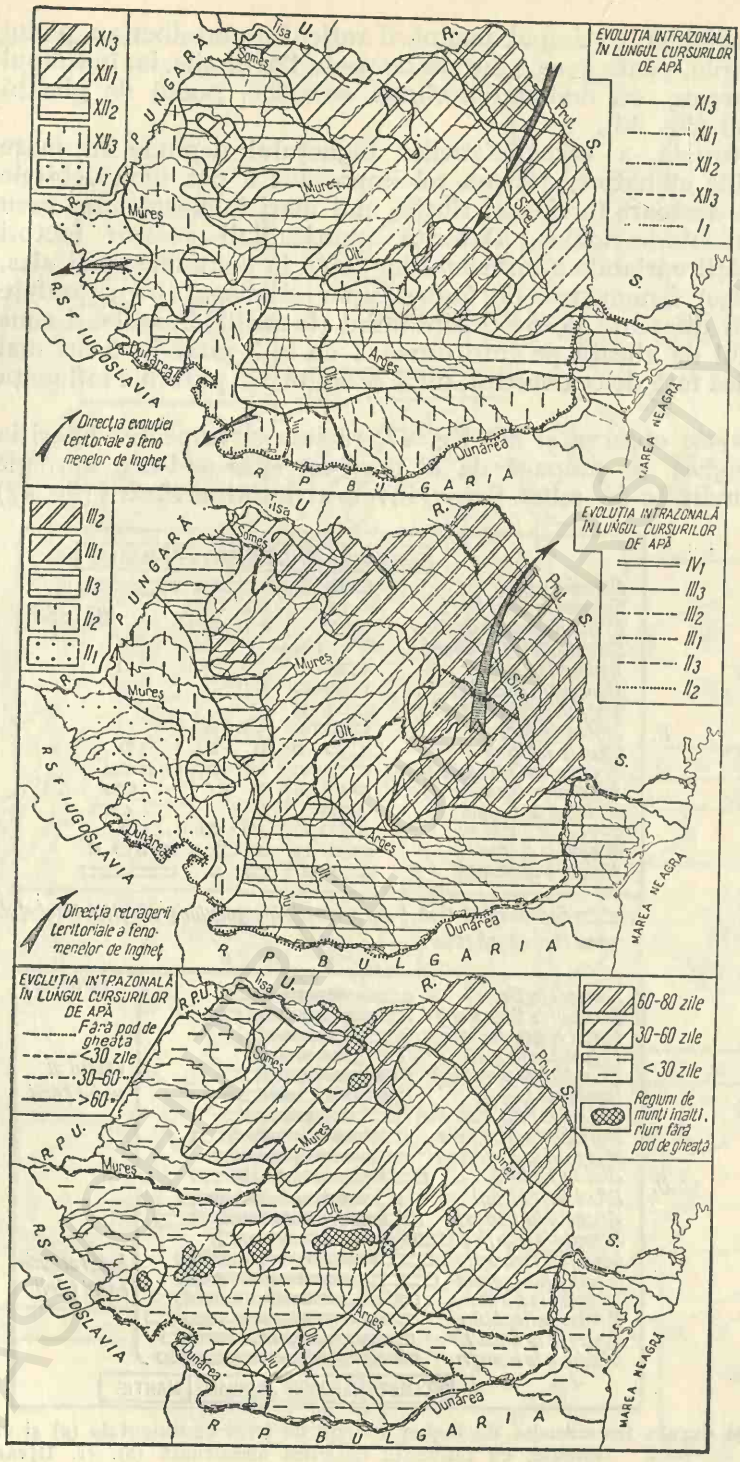


Fig. 47. Datele medii ale începutului (*a*) și sfîrșitului (*b*) fenomenelor de înghet și durata medie a podului de gheață (*c*). (I. Ujvári)

se produce în aceleași condiții. Lipsa de manifestare a prelungirii perioadei de îngheț cu altitudinea se datorește tocmai compensării efectului climatic de către factorii neclimatici amintiți. La altitudini mari, cu pante de peste 70—100 m/km, factorii neclimatici dobîndesc un efect de încălzire ce depășește pe cei climatici de răcire, deci pîraiele alpine se întîmplă să nu înghețe complet. Podul de gheață deseori este înlocuit de o pătură de zăpadă viscolită, dacă cursul nu are lățimi mari.

În aceste condiții se poate observa în țara noastră o zonalitate destul de particulară a perioadelor de îngheț, care se manifestă mai ales în sensul componenților trasee ciclonale atlantice (vest) și ale celor mediteraneene (sud-vest) în opoziție cu activitatea anticiclonală din nord-est. În interiorul crono-zonelor, redate în fig. 47 sînt specificate și evoluțiile fenomenelor de îngheț intrazonale, care nu coincid întocmai din cauza factorilor neclimatici sau din cauza efectelor centrelor industriale care deversează ape calde în rîuri (Dîmbovița, Bîrsa etc),

Perioada înghețului începe pe rîurile mai mari (peste 3—5 m³/s) cu gheață la mal, din care se formează scurgerea sloiurilor de gheață. În această etapă zăpoarele care se formează nu sînt periculoase deoarece sloiurile nu sînt încă grease și se distrug ușor. Dacă răcirea este bruscă, rîurile îngheață rapid de la un mal la altul. Rîurile mai mari însă, aproape fără excepție, îngheață datorită blocării sloiurilor (inclusiv Dunărea). Datele medii ale formării podului de gheață pot fi urmărite în descrierile regionale.

Podul de gheață are durată și grosimi variabile. Durata medie a lui este reprezentată în fig. 47. Grosimea podului de gheață depinde de toți factorii amintiți, însă media este în jur de 30 cm în țara noastră, iar maxima atinge 70 cm (suma temperaturilor negative necesare în jur de — 200°C).

Frecvența anuală a podului de gheață este foarte variabilă. Pe rîurile cu adîncimi mici (sub 1 m) și cu pante reduse, podul de gheață se formează deja la o sumă de temperatură negativă de — 50°C, ceea ce este asigurat anual în țara noastră. Un exemplu elocvent în acest sens îl prezintă pîraiele din Dobrogea, unde deși iernile sînt blînde, frecvența ajunge totuși la 80—100% în ultimii 15 ani. Pe rîurile cu adîncimi și viteze mai mari, podul de gheață nu se formează nici la suma temperaturii de —100—150°C, deci el are o frecvență mult mai redusă. Astfel, nu se poate realiza o raionare nici măcar generală a acestei caracteristici ; el se poate reprezenta eventual de-a lungul cursurilor de apă, dacă există observații suficiente. În limita cunoștințelor existente se poate afirma că, în aria continentală, rîurile autohtone au pod de gheață în circa 80 de ani din 100, iar în Banat variază de la 15 pînă la 70 de ani din 100.

Dezghețul rîurilor se produce din aval spre amonte (în majoritatea cazurilor), deci apele mari formate la altitudini mai ridicate, în munți, întîlnesc deja în cîmpii cursuri libere sau cu gheață foarte slăbită. Astfel, se explică frecvența relativ rară a inundațiilor de zăpoare. Se întîmplă totuși, ca topirile și ploile din munți să întîlnească în cîmpie gheață solidă lipită puternic de maluri. În asemenea cazuri se formează cursuri de apă pe deasupra gheții, iar după un nou îngheț se produce gheața stratificată.

CAPITOLUL VIII

Turbiditatea şi scurgerea solidă din rîuri

Transportul de aluviuni aflate în suspensie şi tîrîte de către rîurile din ţara noastră depinde într-o mare măsură de factorii fizico-geografici (climatici, hidrologici, de relief, sol, vegetaţie), umani şi geologici (litologia rocilor de bază). Modificările faţă de echilibrul natural iniţial se datoresc, mai ales, intervenţiei umane, care dacă nu este raţional făcută provoacă accelerarea eroziunii. Astfel, datorită unei exploatări neraţionale a pădurilor în trecut, a fost dezlănţuită o eroziune extrem de puternică în Vrancea, în bazinele Buzăului, Rîmnicului, Bîrladului, Argeşului superior şi Jiului, în Munţii Apuseni etc. După întocmirea hărţii gradului de eroziune a solului au putut fi urmărite rezultatele dezastruoase ale unei agriculturi neraţionale practicate în trecut (arături în lungul versanţilor). Din acest inventar a reieşit, că 8 500 000 ha (35%) din suprafaţa ţării se afla, în 1955, într-un grad mai mare sau mai mic de degradare. Dintre acesta, pe circa 4 000 000 ha (17,5%) degradarea s-a dovedit înaintată prezentînd un grad de eroziune excesivă şi de adîncime. Pentru ameliorarea acestei situaţii s-au luat măsuri urgente privind suprafeţe mari. S-au organizat studii speciale şi asupra dinamicii fenomenului, din care a reieşit, că în ţara noastră pe terenurile golaşe eroziunea are o intensitate de mai bine de 120 de ori mai mare, decît în pădure (4). În cazul experimentelor pe parcele agricole, s-a dovedit că eroziunea pe terenurile lucrate cu metode adecvate este de 0,5—4,5 ori mai mică decît pe cele lucrate neraţional (137). Totodată numeroase studii dezbat modalităţile de ameliorare a eroziunii accelerate, iar unităţile socialiste competente le aplică pe scară largă. Astfel, dispar treptat în etapa actuală „focarele" aluviunilor; în scurt timp ne putem astfel aştepta la o scădere regională a transportului de aluviuni fluviatile.

ALUVIUNILE ÎN SUSPENSIE

Studii pentru determinarea turbidităţii apei (ρ g/m^3) şi a debitelor de aluviuni în suspensie (Rkg/s) ale rîurilor din ţara noastră au început în anul 1951. În prezent, C. Diaconu a reuşit să determine valorile medii ale acestor elemente pentru un număr de 142 de puncte hidrometrice, pe o perioadă de 18 ani (1950—1967), prin folosirea unor serii de core-

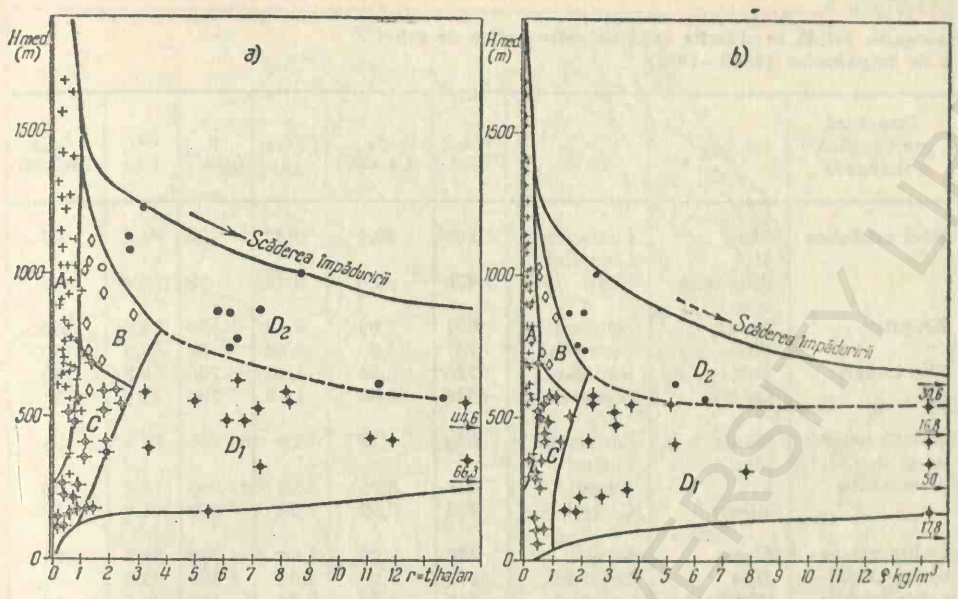


Fig. 48. Relaţiile turbidităţii (*a*) şi scurgerii solide specifice (*b*) de aluviuni cu altitudinea, cu indicarea condiţiilor geologice în ariile geografice (I. Ujvári)

A — regiuni cu roci puternic rezistente la eroziune (şisturi cristaline, calcare eruptive); *B* — regiuni cu roci rezistente la eroziune (fliş cretacic, conglomerate, gresii); *C* — regiuni cu roci neogene slab rezistente dar cu agro-silvicultură raţională; D_1, D_2 — regiuni ale Piemontului Getic, fliş plus molasă neogenă.

laţii pentru completarea şirului de observaţii cu ajutorul debitelor lichide, unde aceasta a fost posibilă (282).

O primă încercare de generalizare privitoare la repartiţia scurgerii solide din România a fost făcută tot de C. Diaconu în anul 1949, pentru o perioadă de 6 ani. Cu această ocazie autorul a reuşit să stabilească, pentru prima dată, caracterul corelaţiei care există între turbiditate şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie, deci a zonalităţii verticale în Carpaţi, stabilind şi raioanele de valabilitate a corelaţiilor.

Desigur, aceste corelaţii sînt dependente, în ceea ce priveşte repartiţia lor teritorială, atît de structura litologică dominantă a solurilor, pantei, cît şi a gradului de acoperire a bazinelor de recepţie cu păduri.

În tabelul 5 sînt cuprinse pe unităţi de relief valorile tipice ale scurgerii solide, scurgerea medie specifică lichidă, gradul de împădurire şi panta medie reprezentativă în diferite condiţii geologo-litologice.

În întreaga repartiţie teritorială a scurgerii solide şi a turbidităţii se evidenţiază rolul deosebit al litologiei regiunii (fig. 48). Dacă în ariile de răspîndire a rocilor rezistente la eroziune cum sînt : şisturile cristaline, regiunile calcaroase, rocile eruptive, turbiditatea scade la valori sub 100 g/m³, în flişul cretacic paleogen creşte la 250—1 000 g/m³, iar în flişul neogen şi în regiunile piemontane atinge valoarea impresionantă de 5 000—25 000 g/m³, în condiţiile unui relief accidentat cu pante mari (130—220 m/km) şi cu un grad mai redus de împădurire (15—30%). Menţionăm însă şi caracterul ploilor şi dominarea tipului de alimentare pluvio-nivală şi chiar plu-

TABELUL 5

Scurgerea solidă în diferite condiţii petrografice de relief şi de împădurire (1950—1967)

Structură petrografică dominantă	Rîu	Post	H_{med} (m)	q_0 (l/s/km²)	r (T/ha/an)	ρ (g/m³)	k_i (%)	I_{med} (m/km)
Roci cristaline	Bîlea	Cîrţişoara	1 263	33,4	0,32	30	86,4	407
	Jiul Românesc	Cîmpului Neag	1 420	24,6	0,29	38	58,4	317
Eruptiv	Mureş	Stînceni	991	7,04	0,18	79	74,0	204
	Firiza	Ferneziu	737	29,8	0,48	50	88,3	180
Fliş cretacic	Trotuş	Radiana	725	6,54	1,43	700	59,3	170
	Cracău	Slobozia	586	4,60	1,13	780	45,0	81
Molasă neogenă şi dep. piemontane	Slănic	Cernăteşti	558	4,39	43,0	31 200	38,1	198
	Cîlnău	Potîrnicheşti	339	3,79	56,3	47 200	15,3	136
	Milcov	Goleşti	405	2,92	9,50	10 300	61,0	150
Sedimente neogene şi paleogene friabile	Almaş	Hida	420	2,90	1,60	1 750	30,5	164
	Jijia	Todireni	175	1,28	1,02	2 520	23,5	61,
	Hîrtibaciu	Cornăţel	512	2,72	0,38	440	28,5	83
Depozite neogene — cuaternare friabile	Crasna	Moftinul Mic	268	3,10	0,54	560	24,0	79,
	Călmăţui	Cireşu	66	2,37	0,43	575	5,0	10
	Cigher	Chier	275	3,41	0,37	340	8,0	106

vial-moderată a rîurilor, care denotă procese hidrologice intense în aceste regiuni cu eroziune atît de puternică.

Valori ridicate ale turbidităţii se întîlnesc şi în regiunile de podiş, unde pe lîngă pantele mari ale reliefului, rocile friabile şi gradul de acoperire cu păduri este destul de redus. Nu este de mirare astfel, că în Podişul Moldovenesc apar raioanele cu turbidităţi în jur de 2 500—5 000 g/m³, mai ales dacă se ia în considerare prezenţa tipului de alimentare pluvial-moderat.

În condiţii asemănătoare, însă cu o alimentare pluvială mai scăzută a rîurilor, în Podişul Transilvaniei turbiditatea este mai redusă decît în Podişul Moldovei (fig. 49). Există şi aici valori în jur de 2 500 g/m³, dar aceasta se localizează mai mult la Podişul Someşan ; în restul bazinului, mai ales în partea sa sudică, turbiditatea scade la valori de 500—1 000 g/m³ şi chiar sub acestea. Este adevărat că şi gradul de acoperire cu păduri este mai mare, în general, în Podişul Transilvaniei însă un rol hotărîtor îl are în formarea turbidităţii mici şi torenţialitatea mai redusă a scurgerii. În afară de aceasta, îndeosebi în sudul bazinului sînt foarte răspîndite şi răzoarele, culturile terasate, care reduc în mare măsură intensitatea proceselor de versanţi.

În regiunile de cîmpie turbiditatea apei are valori scăzute după cum s-a mai subliniat, mai ales din cauza pantelor mici ale reliefului (în jur de 5—10 m/km). Valorile turbidităţii sînt în jur de 250—500 g/m³, crescînd

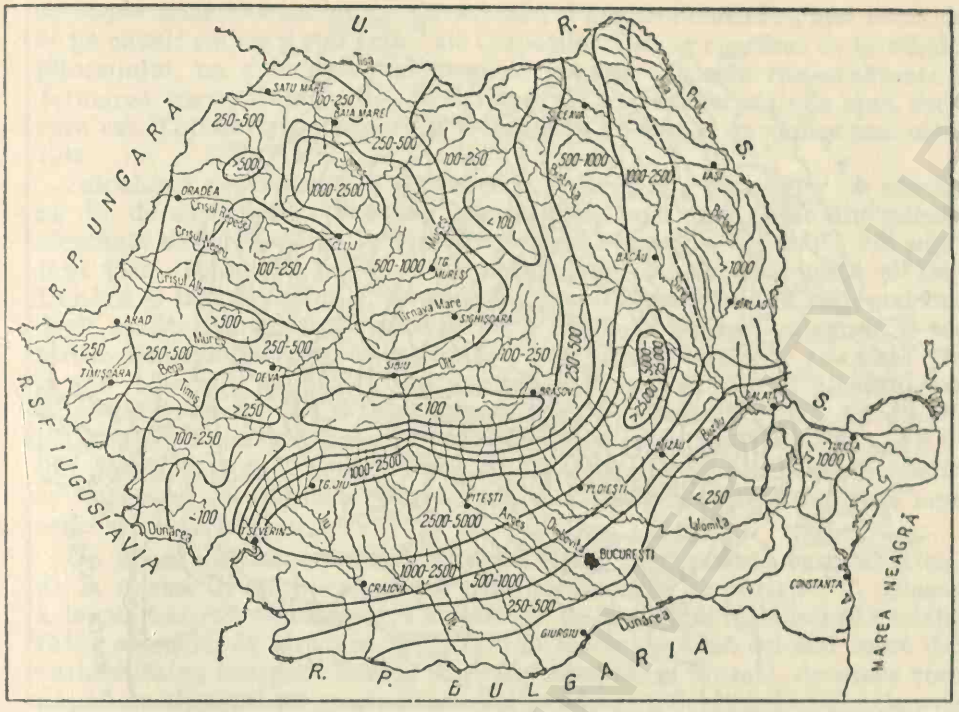


Fig. 49. Harta turbidității medii (1952-1967) a rîurilor (g/m³), (după C. Diaconu).

treptat spre cîmpiile piemontane pînă la 1 000—1 500 g/m³ în sudul țării. Fenomenul creșterii spre piemonturi se evidențiază mai slab în Cîmpia de Vest, unde trecerea este destul de bruscă de la cîmpie spre munți; probabil unele procese mai intense din piemonturile vestice nu au putut fi sesizate din cauza extinderii lor teritoriale reduse și lipsei unor cursuri de rîuri reprezentative, aflate sub control hidrometric. După caracterul reliefului, în Cîmpia de Vest ar trebui să existe întinse teritorii lipsite de eroziune pe interfluvii, regiunile inundabile fiind îndeosebi suprafețele de sedimentare și nu de eroziune. Aceste detalii însă nu pot fi sesizate datorită lipsei datelor de observații. De asemenea, trebuie să subliniem lipsa eroziunii fluviatile, din Bărăgan cu un relief polidepresionar, de crovuri, lipsit de un drenaj superficial.

■

Scurgerea solidă medie specifică (t/ha/an). Scurgerea solidă are o zonalitate verticală oarecum diferită față de turbiditate, deoarece în această noțiune este inclusă și cantitatea scurgerii lichide, care crește cu altitudinea, contrar sensului de schimbare a turbidității. Cu toate acestea, tendința generală a relațiilor (fig. 50) este de scădere în raport cu altitudinea, mai ales dinspre zonele cu turbiditate excesivă din sudul țării.

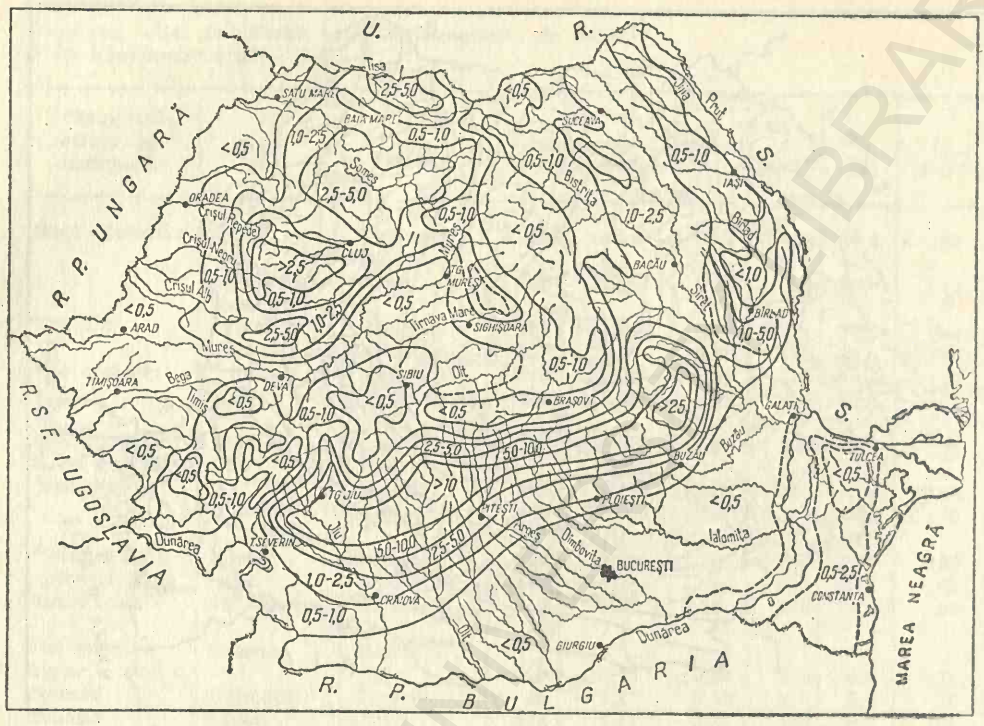


Fig. 50. Harta scurgerii solide specifice (t/ha/an; 1952—1967) (după C. Diaconu).

Dacă efectul torenţialităţii scurgerii şi-a lăsat amprente în turbiditatea cursurilor de apă, în eroziunea specifică ea se impune şi mai puternic.Dacă aruncăm o privire generală asupra hărţii scurgerii solide specifice (fig. 50) se observă imediat uniformitatea relativă a valorilor din vestul Carpaţilor, unde, cu excepţia Podişului Someşan, valorile variază între 0,5 şi 2,5 t/ha/an din regiunile de cîmpie pînă la altitudinile mari ale munţilor. Totodată în estul ţării, cu regimul continental cel mai accentuat al precipitaţiilor şi mai ales în zona de descărcare a lor, eroziunea specifică creşte brusc de la valorile de sub 0,5 t/ha/an la peste 5—10 t/ha/an, în cotul carpatic, atingînd în bazinul Buzăului 25 t/ha/an. Valorile scurgerii solide sînt totodată relativ reduse în Podişul Moldovei — din cauza scurgerii lichide mici (0,5—2,5 t/ha/an).

Dintr-o sinteză generală, pe ţară, reiese că valoarea medie a scurgerii solide este de 1,75 t/ha/an, rîurile transportînd anual o cantitate de aluviuni de 45 000 000 t. Faptul că în estul ţării există o eroziune mai puternică decît cea din vest, s-a putut constata şi din observaţiile concrete. Astfel, afluenţii Tisei şi ai Dunării la vest de vărsarea Cernei au o scurgere medie de 0,96 t/ha/an, iar la est de 2,19 t/ha/an, adică 8 100 000 t respectiv 36 400 000 t/pe an. Aceste date ne permit tragerea unei concluzii deosebit

de importante pentru procesele actuale, şi anume: eroziunea mai puternică de pe clinele sudice şi sud-estice ale Carpaţilor, care se continuă de la sfîrşitul pliocenului, nu a încetat nici în zilele noastre. Ea este răspunzătoare de formarea piemontului sudic Getic, care în prezent se extinde spre sud şi spre est. Totodată procesele din vestul ţării au fost şi au rămas mai moderate.

Calcularea procentuală a repartizării teritoriale a proceselor de eroziune ne dă, de asemenea, o imagine interesantă. După cum reiese din calculele efectuate de C. Diaconu, *teritoriile lipsite de eroziune* ocupă 3,6% din suprafaţa ţării, incluzînd regiunile de aluvionare actuală din lunca şi Delta Dunării şi lacurile litorale. Considerăm însă că această cifră este mai mică decît realitatea, deoarece autorul nu a inclus în această categorie şi teritoriile semiendoreice polidepresionare. *Scurgerea de aluviuni este slabă* (pînă la 0,5 t/ha/an) pe 31,7% din suprafaţa ţării (media 0,37 t/ha/an), este *moderată* (între 0,5 şi 1,0 t) pe o suprafaţă ce reprezintă 34,2% (media 0,75 t/ha/an), este *ridicată* (1,0—10,0 t) pe 27,7% şi este *înaltă* (10—25 t) pe 2,6% din suprafaţa totală a ţării. Peste 25 t/ha/an, unde eroziunea este *excesivă*, se relevă pe o suprafaţă relativ mică din regiunea cotului carpatic, reprezentînd doar 0,2%.

Un alt aspect important al scurgerii solide îl reprezintă variabilitatea ei de la un an la altul, exprimată prin coeficientul de variaţie. C. Diaconu a calculat aceste valori pentru o perioadă de 30 de ani, stabilind că variabilitatea scurgerii de aluviuni (C_{vR}) este în medie de două ori mai mare decît variabilitatea scurgerii lichide (C_v). Aceasta este şi normal, deoarece transportul de aluviuni nu creşte în aceeaşi pondere cu debitele lichide, ele avînd un raport exponenţial. La debite lichide reduse energia apelor este foarte mică, rîurile transportînd cantităţi mici de aluviuni, în schimb o dată cu creşterea debitelor, transportul de aluviuni creşte foarte rapid. Datele privitoare la variabilitatea scurgerii solide şi lichide sînt cuprinse în tabelul 6.

TABELUL 6

Variabilitatea scurgerii solide şi a scurgerii lichide într-o perioadă de 30 de ani (după C. Diaconu).

Rîul	Postul hidrometric	C_v (apă)	C_{vR} (aluv.)	C_{vR} C_v
1	2	3	4	5
Someşul Mare	Beclean	0,42	0,84	2,0
Someş	Dej	0,41	0,96	2,3
Someş	Ulmeni	0,39	0,98	2,5
Someş	Satu Mare	0,38	0,83	2,2
Crişul Alb	Chişineu Criş	0,48	0,82	1,7
Mureş	Tg. Mureş	0,32	0,70	2,2
Mureş	Arad	0,30	0,62	2,1
Timiş	Lugoj	0,34	0,91	2,7
Jiu	Podari	0,36	0,90	2,5
Olt	Feldioara	0,34	0,60	1,8
Argeş	Malu Spart	0,31	0,62	2,0
Dîmboviţa	Conteşti	0,31	0,81	2,6

TABELUL 7

Debite medii lunare de aluviuni în suspensie (kg/s) pe perioada 1958—1967 (282)

Rîul	Post	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	An
Rîuri de dealuri şi de cîmpie														
Tur	Turulung	0,886	1,60	2,76	1,66	0,375	1,25	1,47	0,809	0,078	0,222	0,656	0,891	1,06
Almaş	Hida	0,554	4,38	10,8	7,16	4,80	4,44	2,84	1,46	0,085	0,080	1,06	6,682	3,18
Cigher	Chier	0,26	1,94	0,58	0,91	1,01	0,52	0,36	0,20	0,06	0,04	0,14	0,42	0,58
Hîrtibaciu	Cornăţel	0,03	1,00	1,46	2,44	1,52	0,391	1,52	0,391	0,042	0,040	0,153	0,120	0,96
Vedea	Alexandria	4,74	31,3	48,5	21,0	10,8	12,2	4,56	1,14	1,79	0,059	2,23	2,59	11,6
Jijia	Todireni	0,629	6,36	10,1	9,87	5,94	9,86	0,590	0,422	0,151	0,120	0,115	0,279	3,70
Bîrlad	Negreşti	0,619	3,38	6,64	9,19	11,3	9,37	0,919	0,150	0,254	0,100	0,178	0,137	3,66
Casimcea	Casian	0,249	5,96	0,276	0,297	2,19	9,10	5,25	5,86	3,05	0,956	0,628	0,619	2,87
Rîuri cu izvoare în Carpaţi														
Vişeu	Moisei	0,172	0,445	1,13	1,58	2,99	2,56	2,46	1,50	0,269	0,175	0,606	0,331	1,18
Someş Mare	Nepos	1,86	9,04	12,8	13,2	7,04	5,08	9,51	5,40	0,587	0,367	2,74	3,59	5,94
Someş Mic	Cluj	1,00	2,36	3,15	18,6	9,43	8,02	5,80	2,49	0,697	0,896	0,534	0,646	4,17
Crişul Negru	Şuşti	0,217	0,612	0,718	1,07	0,288	0,338	0,198	0,081	0,042	0,080	0,481	0,399	0,377
Rîul Mare	Pădeşel	0,144	0,240	0,167	0,197	5,47	1,93	0,459	0,338	0,259	0,207	0,815	0,131	0,902
Belareca	Mehadia	0,675	1,49	1,98	4,24	2,50	2,18	0,831	0,345	0,087	0,397	0,671	1,90	1,44
Jiu	Podari	81,4	103	262	240	230	279	35,7	35,2	7,33	5,39	55,5	36,3	114,0
Olt	Micfalău	0,078	0,589	1,05	1,07	5,31	0,599	0,475	0,249	0,054	0,053	0,136	0,179	0,421
Olt	Rm. Vîlcea	6,76	22,2	68,8	57,7	89,3	110	34,1	18,6	5,62	28,0	4,46	3,86	37,6
Argeş	Malu Spart	14,9	22,8	66,5	113	190	81,7	46,2	15,9	6,56	6,83	15,0	18,8	45,2
Dîmboviţa	Conţeşti	8,47	4,89	33,7	32,3	60,3	66,0	28,0	8,70	0,626	0,20	4,62	2,50	21,3
Trotuş	Goioasa	0,134	0,556	0,526	1,13	10,9	4,27	1,07	1,25	0,239	0,183	0,270	0,221	1,75

Repartiția scurgerii solide în timpul anului urmărește aproape fidel regimul scurgerii lichide. Unele diferențe în profil multianual se datoresc diversității gradului de torențialitate a cursurilor de apă. Este cunoscut faptul, că vitezele critice de antrenare a aluviunilor aflate în suspensie apar mai devreme la viiturile vehemente decît în cazul celor mai moderate. Perioada frecvenței maxime a ploilor torențiale fiind între mai-august, în cazul tipului de alimentare pluvial moderat, aceasta reprezintă și perioada transportului maxim de aluviuni. În vestul țării, unde majoritatea scurgerii se formează primăvara și iarna, această etapă duce și la formarea eroziunii celei mai puternice, care se oglindește bine și în datele hidrometrice (v. tabelul 7).

ALUVIUNILE TÎRÎTE

Studiul scurgerii aluviunilor tîrîte este deocamdată la început. După rezultatele obținute de S. Crăciun și D. Urziceanu, se apreciază că debitul lor în general nu depășește 10% din totalul scurgerii solide.

MOBILITATEA ALBIILOR FLUVIATILE

Modificarea albiilor în plan și pe verticală, ca urmare a eroziunii laterale și liniare, este o expresie a energiei cursului de apă în condițiile aluviunilor ce constituie albia fluviatilă.

În ceea ce privește condițiile hidraulice locale ale mobilității, acestea se exprimă prin indicele Lohtin-Velikanov*, care se bazează pe raportul ce există între viteza apei și dimensiunea aluviunilor. Cu cît vitezele sînt mai mari și aluviunile sînt mai mici, cu atît mobilitatea albiei va fi mai mare și invers.

Fenomenul este studiat la nivel de generalizare pentru întregul teritoriu al României de D. Urziceanu, care a calculat valorile φ pentru un număr de 38 de posturi hidrometrice și a stabilit diametrul aluviunilor în 79 de puncte pentru diferite rîuri și sectoare tipice ale acestora (256).

S-a dovedit că pe teritoriul țării noastre diametrul aluviunilor crește o dată cu altitudinea (fig. 51 a) și în același sens crește și stabilitatea albiilor fluviatile, adică descrește indicele φ de mobilitate (fig. 51 b). Menționăm însă, că aceste corelații sînt valabile, mai ales, pentru rîurile mai mari și pentru rîurile de munte, care în locul lor de origine sînt considerate ca autohtone. Rîurile autohtone din sectoarele de cîmpie au depozite mult mai fine, decît cele mari, care sînt numai tranzitorii. Sub formă de izolinii ele nu se pot reprezenta, dar pot fi eventual urmărite de-a lungul cursurilor de apă. Aceeași situație este valabilă și pentru indicele de mobilitate.

D. Urziceanu stabilește șase zone principale de mobilitate a albiilor:

I. *Mobilitatea albiilor rîurilor de munte, peste* 1 000 m altitudine, este foarte redusă. Rîurile își sapă albiile în roci dure, cu rezistență mare la ero-

* $\varphi = \frac{V^2}{g \cdot d} - 15$, unde:

V — viteza apei (m/s); g = 9,81; d — diametrul mediu al depozitelor de fund.

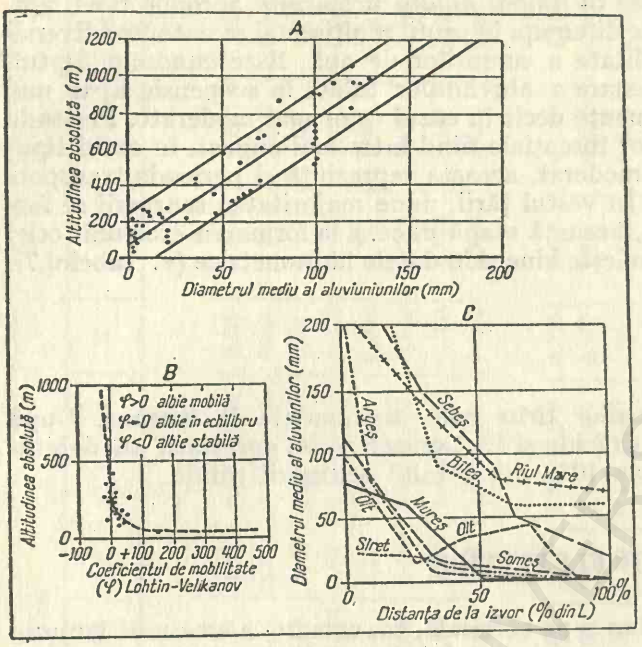


Fig. 51. Relații cu privire la funcția diametrului mediu al aluviunilor și a mobilității albiilor cu altitudinea (după D. Urziceanu).

ziune. Diametrul aluviunilor în această zonă este mare, media lor din albii depășește 10 cm, iar coeficientul φ este negativ, cu variații foarte mici, practic constant (±15).

II. *Zona dealurilor premontane înalte* din jurul Carpaților, cu extensiune mare în regiunea dealurilor înalte ale Someșului și Tîrnavelor, au mobilitatea albiilor fluviatile foarte variată (φ între −10 și +50), diametrul aluviunilor variind în jur de 5—10 cm.

III. *Zona dealurilor piemontane, podișurilor Mehedinți, Tîrnavelor, Hîrtibaciului* și a *depresiunilor mari intramontane* (Gheorgheni, Ciucului, Bîrsei), cu aluviuni al căror diametru este cuprins între 1 și 5 cm și cu valori ale coeficientului φ care se ridică pînă la +100. Albiile rîurilor tranzitorii (Cibin-Sibiu, Suceava-Iţcani, Buzău-Măgura etc.) se deformează deja ușor în plan și în adîncime.

IV. *Zona podișurilor* Babadag, Sucevei și *cîmpiilor* Transilvaniei, Someșului, Crișurilor, Mureșului, Timișului, Valea Siretului, nordul cîmpiilor

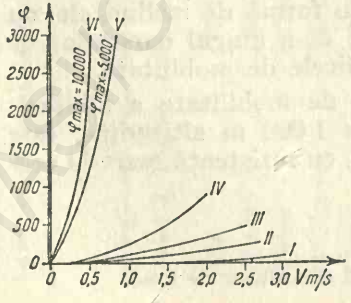


Fig. 52. Creșterea mobilității albiilor cu viteza apei $f = f(v)$ în cele șase zone stabilite de D. Urziceanu (256).

Găvanu-Burdea, Romanaţi şi Băileşti, se caracterizează prin albii deja mobile, cu valori ale coeficientului φ care ating +300 şi chiar +400, în condiţiile unor aluviuni cu diametrul mediu de 1—10 mm. Se observă deformarea frecventă a albiilor în adîncime şi în plan.

V. *Zona Cîmpiei Jijia-Bahlui şi a cîmpiilor de divagare* din cursul inferior al Siretului, nordul Cîmpiei Române şi din Cîmpia de Vest, de la Salonta la Timişoara şi din Podişul Bîrladului, au rîuri cu albii foarte variabile de la un an la altul, cu coeficienţi φ care ating valorile maxime de 2 000—3 000. Patul aluvionar al acestor rîuri este compus din nisip fin cu diametrul de 0,1—1,0 mm.

VI. *Zona bălţilor şi Deltei Dunării*, cu puternice acumulări, se distinge printr-o mobilitate deosebită a reţelei hidrografice, ceea ce se reflectă şi din coeficientul φ a cărui valoare atinge maxima pe teritoriul ţării — 1 000. În compoziţia albiei fluviului domină mîlurile. Transformările albiilor sînt atît de puternice, încît pentru asigurarea securităţii navigaţiei se fac dragaje permanente.

Relaţiile mobilităţii albiei cu viteza apei au, grafic, un caracter parabolic după cum se evidenţiază şi în fig. 52, întocmită de D. Urziceanu pentru cele şase zone de mobilitate. Într-adevăr, schimbările cele mai intense, uneori vizibile, se produc mai ales în timpul apelor mari, al viiturilor. De mobilitatea albiei rîurilor trebuie să se ţină seama în mod deosebit în cursul executării diferitelor amplasamente şi chiar în alegerea locurilor pentru posturile hidrometrice. Este necesar a se efectua încă studii de detaliu pentru rîurile autohtone, acordîndu-se o atenţie deosebită celor din regiunile de podiş şi de cîmpie.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IX

Caracteristicile hidrochimice ale rîurilor

TIPURI ŞI RAIOANE HIDROCHIMICE

Tipurile hidrochimice ale rîurilor au fost stabilite, pentru teritoriul ţării noastre, de V. Anghel şi I. Ujvári în anul 1957 (1, 2), cînd s-au conturat şi unităţile hidrochimice distincte ale României. Un material foarte bogat de analize chimice s-a acumulat însă în deceniul trecut, care în parte completează, în parte modifică concluziile trase cu ocazia primei raionări. Modificări mai substanţiale au fost făcute în cazul rîurilor din Podişul Transilvaniei unde şi condiţiile geochimice sînt mai variate.

Conform clasificării adoptate, rîurile din ţara noastră au fost grupate, în funcţie de dominarea anionilor, în *ape carbonatate* (HCO_3'), *sulfatate* (SO''_4) şi *clorurate* (Cl'), iar după gradul de mineralizare în grupe cu *mineralizare redusă* (sub 200 mg/l), cu *mineralizare mijlocie* (200—500 mg/l), cu *mineralizare ridicată* (500—1 000 mg/l) şi cu *mineralizare înaltă* — peste 1 000 mg/l. Pe baza acestor criterii au fost stabilite o serie de raioane hidrochimice, prezentate în fig. 53.

Raioanele rîurilor din clasa apelor bicarbonatate cuprind cea mai mare parte din teritoriul României (circa 73%):

Cu mineralizare redusă se disting sistemele fluviatile care îşi au originea în formaţiunile eruptive şi cristaline. Aşa sînt afluenţii din dreapta Vişeului, afluenţii din stînga Izei, din regiunea eruptivului (Mara în amonte de pătrunderea în regiunea saliferă de la Ocna Şugatag), Săpînţa, Turul superior, Lăpuşul, Someşul Mare superior, Mureşul şi Oltul superior, cursurile superioare ale Tîrnavelor, afluenţii din stînga Oltului mijlociu, Cibinul, Lotrul, Argeşul superior cu afluenţii săi, Olteţul, Jiul superior, Sebeşul superior, Streiul superior cu afluenţii montani, cursurile superioare ale Timişului, Cernei, Bîrzavei, Bistrei, Crişului Repede (Sebeş, Drăgan, Iad), Someşul Cald, Someşul Rece, Iara, Arieşul cu afluenţii săi din stînga. Din Moldova în această categorie întră Suceava, Moldova şi Bistriţa superioară.

Cu mineralizare mijlocie se distinge marea majoritate a rîurilor din regiunile de cîmpie, de dealuri, regiunile carstice şi rîurile din zonele flişului, unde nu apar apele sulfatate sau clorurate (fig. 53).

Cu mineralizare ridicată se disting raioanele apelor bicarbonatate din regiunile secetoase, lipsite de posibilităţi de clorurare sau sulfatare deosebită. Ele sînt răspîndite în sudul Cîmpiei Române, în Podişul Bîrladului, Piemontul Covurluiului, nordul Dobrogei şi în Cîmpia Transilvaniei. Probabil aceeaşi mineralizare se observă şi în Bărăganul de sud în cazul apelor superficiale sau în incinta teritoriilor semiendoreice polidepresionare.

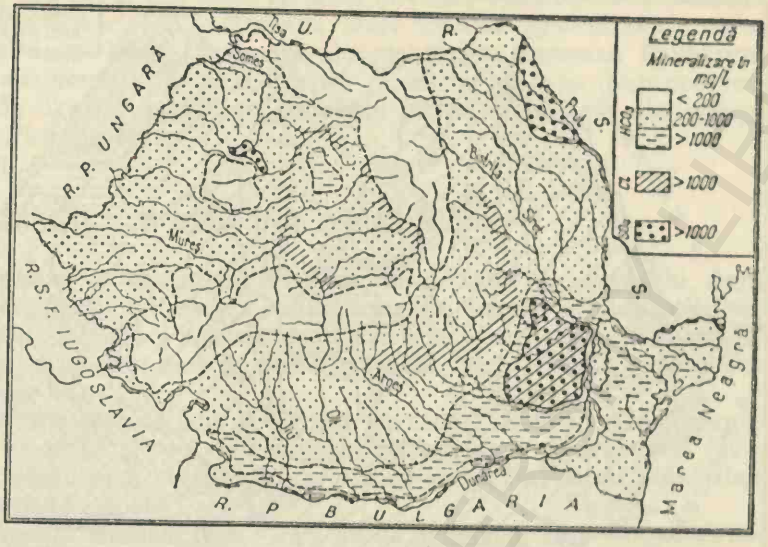


Fig. 53. Harta raionării hidrochimice a apelor din rîurile României (I. Ujvári).

Cu mineralizare înaltă se disting apele carbonatate din Cîmpia Transilvaniei, în cazul unor serii de rîuri locale, cum sînt: Fizeşul, Luduşul şi Comlodul (dintre cele cunoscute). Această caracteristică hidrochimică a apei este rezultatul climei relativ secetoase şi a rocilor puternic carbonatate (gresii, marne, argile bogate în substanţe calcaroase). Cationii din apa acestor rîuri sînt în mod dominant cei de Ca.

Raioanele rîurilor din clasa apelor sulfatate corespund cu aria răspîndirii rocilor gipsoase şi de salinizare continentală. Zonele cele mai clasice de apariţie a apelor sulfatate (gipsuri) se găsesc în Depresiunea Huedinului, bazinul Almaşului, Agrijului şi a Nadăşului, la vest de Cluj ; în fazele scurgerii minime ele apar şi în Cîmpia Jijia-Bahlui, unde se combină cu sulfatarea continentală, ca element zonal. Gradul lor de mineralizare în faza apelor mici este înalt, mai ales la locul lor de origine. Pe parcurs în lungul rîurilor mai mari (Jijia, Bahlui, Sitna, Başeu etc.), ele se pot dilua cu ape carbonatate, tipul hidrochimic transformîndu-se în mod corespunzător. Cationii dominanţi sînt cei de Mg şi Ca.

Raioanele apelor clorurate, cu dominarea cationilor de Na, sînt răspîndite în zonele diapirice unde apar izvoarele clorurate şi în zona sărăturilor continentale din Bărăganul central şi de nord, continuîndu-se şi spre Cîmpia Rîmnicului, pînă la cursul Putnei (inclusiv). În locul de origine apele au un grad înalt de mineralizare, dar prin diluţie este posibilă dominarea ionilor de Cl şi Na şi la mineralizări reduse (Someşul Mare, Someşul Mic, Mureşul inferior, Tîrnava Mică etc.).

În zonele diapirice, rîurile care sosesc şi au deobicei un caracter carbonatic cu mineralizări reduse, îşi schimbă brusc caracterul de mineralizare şi de compoziţie trecînd spre tipul apelor clorurate şi cu mineralizare înaltă. Astfel, unele dintre rîuri pot să ajungă la mineralizări foarte înalte

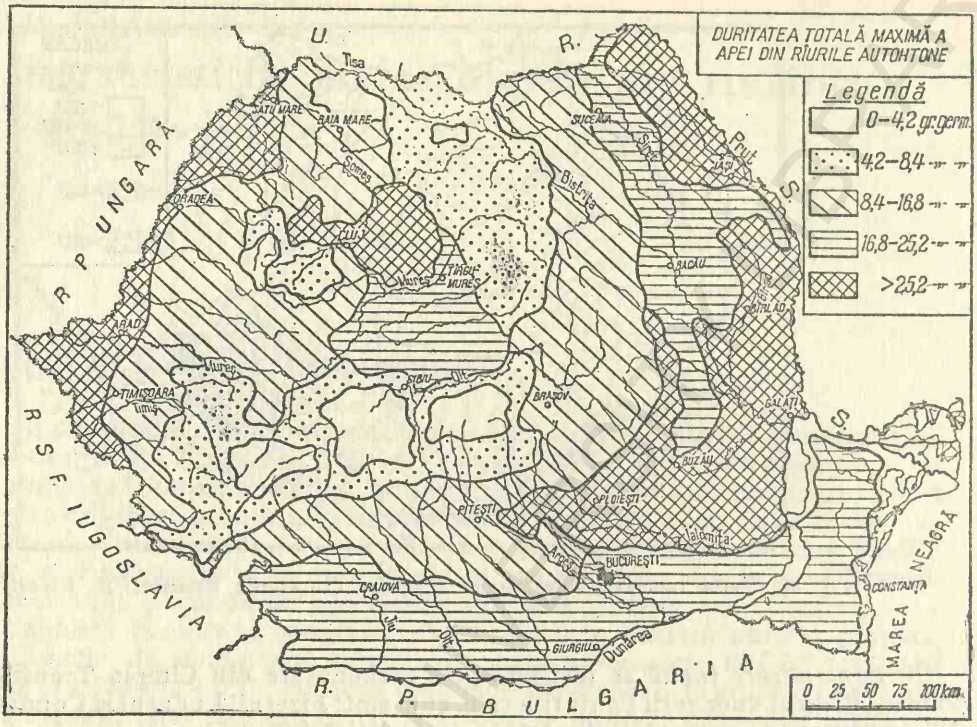


Fig. 54. Harta raionării durităţii medii, totale, a apelor din rîurile României (după V. Anghel, I. Ujvári).

cum sînt, de exemplu, Slănicul, afluent al Buzăului, care are o mineralizare de 6 000 mg/l, sau Rîmnicul Sărat cu 4 000 mg/l, Milcov cu 2 860 mg/l, Rîmna cu 5 900 mg/l, Putna cu 1 500 mg/l, Trotuş în aval de Tg. Ocna cu 2 168 mg/l, Tazlăul cu 1 655 mg/l, Teleajen cu 2 027 mg/l, Cricovul Sărat cu 7 360 mg/l, Prahova cu 1 345 mg/l, Ialomiţa la Băleni cu 1 459 mg/l, la Coşereni cu 1 484 mg/l, la Slobozia cu 1 390 mg/l, Sabar la Vidra cu 3 242 mg/l etc. la ape mici.

În Podişul Transilvaniei sînt afectate de zona diapirică Someşul Mare, în aval de Şieu, Şieul în aval de Sărăţel şi Someşul Mic, în aval de Apahida. Menţionăm că atît Someşul Mic cît şi Someşul Mare curg paralel cu zona diapirică, iar la marginea acesteia primesc direct alimentarea subterană sărată şi o serie de mici afluenţi cu ape clorurate. Alte rîuri mai mari, cum sînt Mureşul şi Tîrnava Mică traversează perpendicular zona de ivire a sărurilor. Mureşul primeşte unele ape clorurate în zona de vărsare a Gurghiului (Solovăstru-Ideciu), dar apele devin clorurate numai în aval de Ocna Mureşului, unde pe lîngă faptul că albia atinge masivul de sare, Uzinele de produse sodice varsă cantităţi însemnate de apă clorurată în albia sa. Mineralizarea Mureşului în aval este ridicată, iar caracterul clorurat dispare abia după confluenţa Streiului, care aduce cantităţi mari de ape bicarbonatate. Cu toate acestea, în compoziţia Mureşului se resimte gradul ridicat de clorură de natriu pînă la vărsare. Tîrnavele primesc ape clorurate din două

zone diapirice: din est și din vest. În zona Sovatei, Tîrnava Mică primește izvoare puternic sărate, iar în Tîrnava Mare înainte de confluența sa se varsă un mic afluent: Vișa, tot cu ape clorurate, care drenează Piemontul Secașului. De asemenea și Arieșul inferior primește din zona diapirică vestică, în aval de Turda, unele ape clorurate prin afluenții săi din stînga (Sărat, Valea Florilor etc.).

DURITATEA TOTALĂ A APEI DIN RÎURI

Ca un rezultat al concentrației sărurilor de calciu și de magneziu, duritatea are o influență mare asupra calității apelor, asupra posibilității folosirii lor în scopuri casnice și industriale. Ea este în funcție directă de gradul de mineralizare a apelor, care depinde la rîndul său de condițiile climatice și litologice (fig. 54).

Apele cu *duritate scăzută* (sub 8,4 grade germane), frecvente în regiunile cu formațiuni eruptive și roci cristaline, constituie resursele cele mai favorabile pentru alimentarea localităților și a unor tipuri de ramuri industriale exigente la calitatea apei.

Apele cu *duritate mijlocie* (8,4—16,8 grade germane) sînt caracteristice pentru rîurile cu ape carbonatate cu mineralizare medie.

Apele cu *duritate ridicată* (16,8—25,2 grade germane) se întîlnesc în rîurile cu ape carbonatate și cu mineralizare ridicată și înaltă.

Apele cu *duritate înaltă* (peste 25,2 grade germane) le au rîurile cu mineralizare înaltă din Cîmpia Transilvaniei, Bazinul Huedin, Cîmpia Moldovei etc., indiferent de natura ionilor dominanți în compoziția apelor (v. fig. 54).

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL X
Lacurile din România

Se poate afirma, că fiecare unitate fizico-geografică din ţara noastră adăposteşte lacuri tipice pentru condiţiile date, atît din punct de vedere genetic cît şi al bilanţului şi regimului hidrologic, al particularităţilor hidrofizice, hidrochimice şi hidrobiologice. Alături de lacurile naturale au fost create, în scopuri economice, lacuri artificiale, iazuri sau lacuri de retenţie cu profil utilitar specific.

Inventarierea lacurilor din ţara noastră a fost executată într-o primă fază de P. Gâştescu, care între anii 1958 şi 1959 a înregistrat un număr total de 3 450 de lacuri cu caracter permanent. Dintre acestea 2 300 (63%) au origine naturală, iar circa 1 150 (27%) antropică (situaţia din 1960).

Autorul a determinat şi suprafaţa lacustră totală a ţării, ajungînd la cifra de 2 620 km², care reprezintă 1,1% din suprafaţa totală a ţării. Numărul lor pe categorii de mărime este cuprins în tabelul 8.

TABELUL 8

Numărul lacurilor din România pe categorii de mărime în anul 1960 (după P. Gâştescu).

Suprafaţa lacului (km²)	Numărul lacurilor	% din total	Suprafaţa totală (km²)	% din total
sub 1,0	3 158	91,54	600	22,90
peste 1,0	292	8,46	2 020	77,10
1— 5	223	6,46	470	17,93
5—10	37	1,08	263	10,0
10—20	16	0,46	194	7,46
peste 20	16	0,46	1 093	41,71

Totodată amplele realizări hidrotehnice au dus la înfiinţarea unor lacuri mari de acumulare, ca de exemplu Izvorul Muntelui (29,5 km²), Vidraru (10 km²), Porţile de Fier (700 km²) etc., iar altele au fost asanate (Brateş, Greaca, Potelu, Călăraşi etc.).

UNITĂȚILE LIMNOLOGICE NATURALE

Simion Mehedinți a arătat încă din anul 1930 (vezi *Terra*) că studierea și clasificarea lacurilor trebuie făcută pe baza unor criterii complexe: „Lacul nu e numai temperatură, numai materie azotoasă, numai oxigen etc., ci, în același timp el are o formă, adîncime, culoare, compoziție fizică și biologică ... care, toate, se leagă împreună. Așadar, pentru a ne apropia de realitatea naturii, trebuie să încercăm a clasifica lacurile nu după un singur caracter, ci după un grup de caractere, adică după o formulă de convergență".

Aceste idei, deosebit de actuale și azi nu au putut fi însă materializate în trecut datorită lipsei unor studii multilaterale corespunzătoare. Nici în prezent nu dispunem de observații asupra tuturor lacurilor, însă avem elemente suficiente care să ne permită generalizarea și trecerea la asemenea încercări.

Dintre componenții cadrului natural, lacurile sînt elementele cele mai pasive, asupra cărora acționează o mulțime de factori, dar care au o influență mai redusă asupra mediului fizic, mai ales dacă au și dimensiuni mici. Ca atare, existența lor depinde în mare măsură de factorii hidrologici-hidrogeologici și climatici, care le determină particularitățile de bilanț și regimul hidrologic și prin acestea concentrația în săruri, intensitatea colmatării etc. Prin urmare dacă dorim să efectuăm o generalizare teritorială asupra lacurilor, atunci trebuie să luăm în considerare *bilanțul hidrologic elementar* al lacului, care nu depinde de suprafața bazinală a lacului, sprijinindu-ne pe *elemente zonale* ca: regimul termic și de îngheț, procese morfogenetice tipice unei unități naturale, intensitatea eroziunii în aria respectivă pentru oglindirea colmatării, particularitățile hidrogeochimice locale și zonale care determină hidrochimismul și în bună parte viața în lac. În cazul în care aceste elemente sînt bine studiate în schimbarea lor teritorială, atunci se pot face și prognoze cu privire la lacurile artificiale, care sînt în curs de înființare.

Pe baza acestor elemente, în cadrul zonei climatice temperate ale Europei, au fost identificate următoarele unități:

— *provincii limnologice* în regiuni inter- și extracarpatice avînd criteriu de bază bilanțul hidrologic elementar;

— *regiuni limnologice* determinate după geneza cuvetei lacustre și

— *raioane limnologice*, care se identifică pe baza unor particularități ca: intensitatea colmatării, caracteristica hidrochimică (mineralizare, anion dominant), tip de regim termic și transparență. Fiecare dintre categoriile respective sînt codificate și apar în formula raionului lacustru numai în cazul în care depășesc valorile normale, deci îi dă o notă specifică raionului respectiv.

Macroregiunea limnologică carpatică este o unitate intrazonală cu zonalitatea pe verticală a tuturor elementelor caracteristice lacurilor. În interiorul macroregiunii se disting toate categoriile taxonomice întîlnite în interiorul zonei, respectiv ale provinciei.

Tipizarea lacurilor se face după formula compusă din caracteristicile codificate (v. tabelul 9).

BILANȚUL HIDROLOGIC AL LACURILOR

Existența unor lacuri este condiționată de raportul care există între cantitatea de apă intrată și ieșită din cuveta lacustră într-o anumită unitate de timp. Fără să analizăm aspectele alimentării și ieșirii apei, putem stabili ordinea acelor elemente care pot să ducă sau nu la o schimbare teritorială zonală. Dintre elementele zonale amintim precipitațiile care cad direct la suprafața apei (X_0) și evaporația de la suprafața apei (E_0). Restul componenților bilanțului hidrologic depind de condiții azonale. De exemplu, scurgerea superficială depinde de scurgere (Y_0) și de suprafața bazinală (S), scurgerea subterană spre lac depinde de raportul dintre nivelul apei lacului și al apelor freatice, iar scurgerea superficială din lac depinde de întregul bilanț hidrologic al lacului. Ca indicator de bază al bilanțului hidrologic lacustru rămîne, deci, raportul dintre cele două elemente zonale $\left(\frac{E_0 \text{mm}}{X_0 \text{mm}} = K\right)$. După cum se dovedește, acest raport oglindește în bună parte zonalitatea umidității tipurilor de regiuni naturale:

U_0^* cu $K > 5$ — lacurile provinciilor aride

U_1 cu $K = 3-5$ — lacurile provinciilor semiaride

U_2 cu $K = 1{,}5-3$ — lacurile de stepă

U_3 cu $K = 1{,}0-1{,}5$ — lacurile provinciilor subumede

U_4 cu $K < 1{,}0$ — lacurile provinciilor (macroregiunilor) cu umiditate excedentară.

În țara noastră *macroregiunea carpatică* se distinge printr-o umiditate excedentară, care crește o dată cu altitudinea lacului. Precipitațiile, în funcție de factorii enunțați în capitolul III variază de la 600 mm la 1 600 mm, iarevaporația de la suprafața lacurilor scade cu altitudinea de la 600—800 mm sub 300 mm în zona alpină. Excedentul rezultat este de 100—1 300 mm/an.

Deficitul de apă din bilanțul hidrologic elementar al lacurilor crește de la provinciile cu umiditate variabilă spre cele cu umiditate deficitară, pînă la 400—500 mm/an. Cîteva exemple tipice privind bilanțul hidrologic al lacurilor pericarpatice sînt prezentate în fig. 56. Precizăm că deficitul de apă menționat se acoperă din scurgerea din bazin, din scurgerea subterană sau artificială. Astfel, ele seacă sau devin endoreice (fără excedent de apă). Exemple clasice în acest sens sînt lacurile din Bărăgan și în general lacurile de crov. Ele, ca și rîurile pot fi *permanente*, *semipermanente*, care seacă în anii secetoși (Ianca, Plopul, Tătaru, Plașcu, Chichinețu etc.) și *temporare*, cum sînt lacurile de crov, sau cele din regiunile carstice.

Menționăm, că pot exista lacuri semipermanente și chiar temporare și în regiunile cu umiditate excedentară, dacă există pierderi subterane deosebite. Astfel, sînt cunoscute numeroase lacuri glaciare care seacă datorită infiltrațiilor prin barajul morenic sau a fisurilor cuvetei lacustre; lacul

* U_0 — indicator de umiditate pentru caracterizarea bilanțului hidrologic zonal.

Fig. 55. Harta raionării lacustre a teritoriului României (v. p. 126, I. Ujvári).

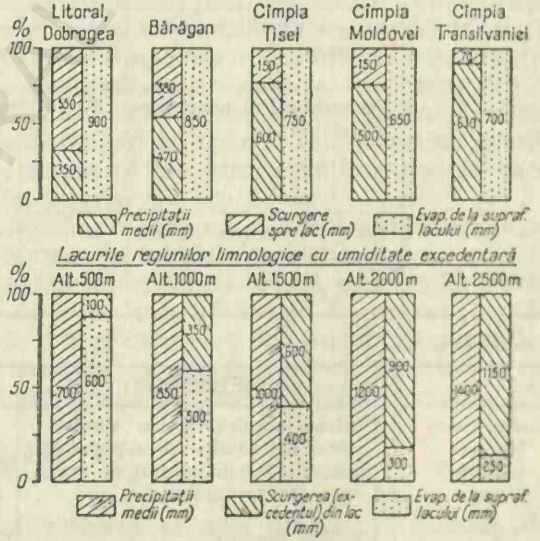


Fig. 56. Diagramele de bilanţ al lacurilor în zonele umidităţii excedentare şi deficitare (I. Ujvári).

TABELUL 9

Tipurile morfogenetice ale cuvetelor lacustre care servesc la separarea unității de regiune lacustră (I. Ujvári).

Lacuri naturale

Indicator de vîrstă morfogenetică	Factori, procese morfogenetice principale	Indicatori	Tip de morfogeneză	Indicator
Lacuri relicte	Vulcanism	V	— în crater vulcanic — baraj vulcanic	(c) (b)
	Mișcări tectonice	T	— pe falie mascată — în flexuri sinclinale — baraj anticlinal	(f) (s) (a)
	Exarația (glaciația) cuaternară	G	— în circ glaciar — pe praguri glaciare — de baraj morenic	(c) (p) (b)
Lacuri produse de procesele morfogenetice actuale și mai vechi	Mișcări neotectonice	T	— subsidență-divagări — flexuri sinclinale — baraj anticlinal	(d) (s) (a)
	Nivație	N	— baraj morenic de avalanșă — de tasare	(a) (t)
	Eoliene	E	— vechi, consolidate — între dune	(c) (d)
	Sufoziune-tasare în roci carbonatice (clasto-carst)	S	— crov (tasare) — mostiște (tasare + eroz) — liman fluviatil (eroz + tasare + baraj acumulativ)	(c) (m) (l)
	Carst salin	C	— dizolvare și tasare — dizolvare și prăbușire în ocne	(d) (p)
	Carst în gips	C	— dizolvare — hidratație	(d) (h)
	Procese gravitaționale de versant	A	— alunecări și bararea văii — între valuri de alunecare — surpări și bararea văii	(a) (v) (s)
	De eroziune și acumulare fluviatilă	F	— de albie — belciuge — luncă externă — acumulare deltaică — cîmpie de divagare	(a) (b) (e) (d) (c)
	Modelare marină litorală (abraziune și acumulare)	L	— lagună deltaică — lagună de țărm acumulativ marin — liman fluvio-marin	(d) (a) (l)

Lacuri artificiale

	Scopul înființării:	Funcția lacului:	Indicii:
Lacuri antropice (azonale)	Utilizări hidroenergetice, alimentare cu apă a industriilor, populației, agriculturii, compensare de regim	Lacuri de acumulare (inclusiv iazurile)	Ac
	Lupta contra inundațiilor . . .	Retenții permanente sau temporare	Rt
	Utilizări piscicole	Eleșteie	Pc
	Alimentări cu apă	Benturi	bt
	Agrement	Lacuri de agrement	Ag

Sf. Ana îşi reduce dimensiunile tot din acest motiv (în ultimii 90 de ani s-a înregistrat o scădere a adîncimii maxime cu 5 m), deşi bilanţul hidrologic elementar se dovedeşte excedentar.

Bilanţul hidrologic al lacurilor litorale sau al lacurilor de luncă poate fi dirijat de regimul natural de legătură cu aceste surse. Uneori lacurile de luncă sînt chiar inundate de rîul principal. În aceste cazuri avem de-a face cu lacuri al căror bilanţ şi regim hidrologic este azonal.

Diferenţe esenţiale se observă între regimul lacurilor endoreice şi exoreice datorită naturii diferite a pierderilor. În primul caz domină pierderile cu maxime în iunie-august, iar în cel de-al doilea caz ele depind de funcţia emisarului.

În general, nivelurile maxime se instalează în lacurile exoreice în lunile cu scurgerea fluviatilă maximă, regimul mulînd în parte pe cel al rîurilor, iar în cazul lacurilor endoreice se observă o treptată creştere a nivelurilor pînă în luna iunie, apoi o scădere spre sfîrşitul perioadei calde.

TIPURILE GENETICE ALE CUVETELOR LACUSTRE

Tipurile genetice ale cuvetelor lacustre, studiate încă din 1935 de către I. Lepşi (89), au fost raionate în ultimele două decenii de către I. Ujvári şi P. Gâştescu (245, 274), T. Morariu, Al. Savu, I. Pişota, P. Gâştescu (132) şi P. Gâştescu (56, 60).

În lucrările elaborate autorii menţionaţi subliniază diferenţa mare care există între condiţiile morfogenetice şi geologice ale cuvetelor lacustre din Carpaţi, unde densitatea redusă a lacurilor actuale se datoreşte mai ales unor procese intense de eroziune liniară şi existenţei unor regiuni joase cu energie mică de relief, în care domină procesele de tasare, eroziune în lunci, barări de depresiuni prin aluviuni etc.

În general, marea majoritate a lacurilor din ţara noastră au proveniență exogenă. Un singur lac şi anume Sf. Ana s-a instalat într-o formă reliefată endogenă (crater vulcanic), iar lacurile din Cîmpia Transilvaniei par să fie influenţate în starea lor naturală de tectonica marginală şi de domuri (192).

Un mare număr de lacuri artificiale au luat naştere în ultimul deceniu şi numărul lor continuă să crească. Scopul îndepărtat este reţinerea totală a apelor carpatice şi a celor mai de seamă din jurul munţilor, pentru care va fi realizat un volum total de retenţie de cca 53 km^3.

Tipurile genetice principale codificate pentru determinarea regiunilor lacustre din ţara noastră sînt cuprinse în tabelul 9.

Menţionăm că au fost considerate lacuri relicte acelea care au luat naştere prin procese morfogenetice care nu mai acţionează în prezent, ca de exemplu glaciaţiunea carpatică care în pleistocen a dat naştere minunatelor iezere, tăuri, lacuri glaciare. Se consideră, de asemenea, ca lac relict şi cel de la Peţea, care a rămas după retragerea lacului Bazinului Panonic.

CARACTERISTICI HIDROCHIMICE

Concentraţia şi gradul de mineralizare al apei din lacuri depinde de ritmul de primenire al apei din ele şi de calitatea apei care pătunde în cuveta lacustră.

După numărul dominant de ioni de carbonaţi, sulfaţi şi cloruri în apă, lacurile din ţara noastră pot fi grupate, în general, în felul următor (cu codificare):

HCO_3 = ape carbonatate (hidrocarbonatate);
SO_4 = ape sulfatate;
Cl = ape clorurate;

iar după gradul de mineralizare (cu codificare):
— = ape slab mineralizate (< 1 g/l);
m = ape cu mineralizare ridicată (între 1 — 24,7 g/l);
M = lacuri sărate (minerale) ($> 24,7$ g/l).

Repartiţia teritorială a lacurilor din ţara noastră după particularităţile hidrochimice, este strîns legată de caracteristica bilanţului hidrologic şi de condiţiile şi procesele hidrogeochimice ale apelor superficiale şi subterane. Astfel, Gh.M.Murgoci a observat, încă din primul deceniu al secolului nostru, strînsa dependenţă a genezei sărurilor din lacurile minerale din Bărăgan şi sărăturarea continentală, autohtonă, zonală, a solurilor şi a apelor freatice, specifice zonelor de stepă. Mai la nord, în Cîmpia Moldovei, în prezenţa argilelor gipsoase, sarmaţiene, apar apele freatice sulfatate, care imprimă şi lacurilor acelaşi caracter. Ele pot fi incluse, pe bună dreptate, în zona continentală a lacurilor sulfatate (după Maximovici). Această tendinţă se observă şi în Cîmpia Transilvaniei, dar acolo domină totuşi în compoziţie hidrocarbonaţii cu mineralizare în jur de 1—2 g/l. În partea vestică a Cîmpiei Române şi în Cîmpia de Vest umiditatea mai abundentă se reflectă şi în prezenţa lacurilor carbonatate cu mineralizarea în jur de 1 g/l.

P.Gâştescu a observat chiar o strînsă dependenţă a mineralizării lacurilor cu altitudinea în regiunile carpatice. Scăderea mineralizării cu altitudinea pînă la 20—50 mg/l în regiunile alpine inferioare, se datoreşte desigur creşterii umezirii şi prin aceasta levigării tot mai accentuate a mediului. Lacurile de munte aparţin tipului de mineralizare carbonatată-calcică.

Dintre lacurile cu mineralizare azonală amintim pe cele din aria diapirismului, care au luat naştere prin procese salino-carstice, şi pe cele situate în zona litorală a căror mineralizare se datoreşte influenţei Mării Negre (actual sau din trecut).

REGIMUL TERMIC ŞI DE ÎNGHEŢ AL LACURILOR

Zonal, cuvetele lacustre de pe teritoriul ţării noastre se încadrează, după clasificarea lui Hutchinson în categoria lacurilor dimictice. Elementul caracteristic este temperatura apei lacurilor care la suprafaţă depăşeşte de două ori temperatura densităţii maxime a apei: primăvara şi toamna. Cu alte cuvinte, în cadrul celor două anotimpuri, lacurile din ţara noastră se pot omogeniza termic de la suprafaţă pînă la cele mai mari adîncimi, temperatura menţinîndu-se de 4°C. Diferenţierea termică a lacurilor se produce mai ales în funcţie de gradul lor de încălzire în perioada caldă: se consideră ca lacuri dimictice reci cele din zona alpină, cu temperatura medie a lunii celei mai calde sub 10°C (la suprafaţa apei); se consideră ca dimic-

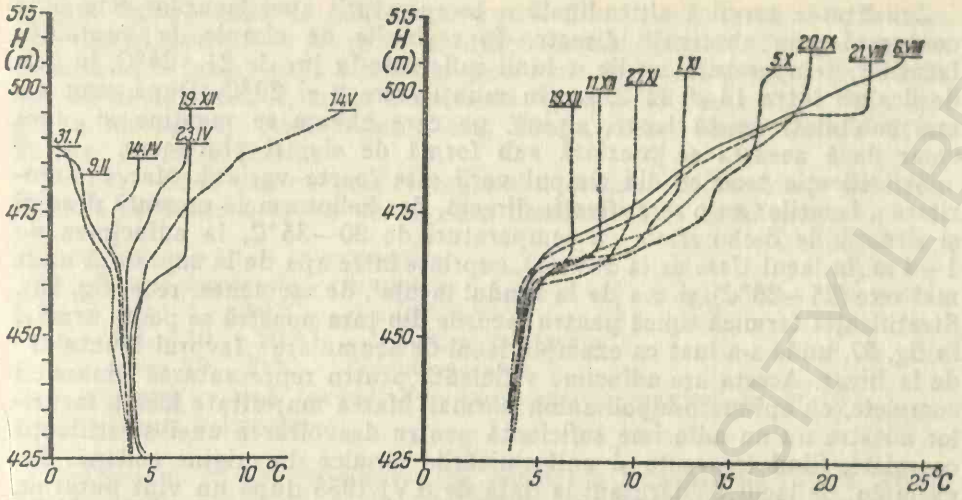


Fig. 57. Relaţii termice ale apei cu adîncimea lacurilor (lacul de acumulare Izvorul Muntelui) (după V. Ciaglic, 30).

tice moderate lacurile cu temperatura la suprafaţă, în luna cea mai caldă, între 10 şi 20 °C (zona montană carpatică) şi între 20 şi 30 °C ca dimictice calde (regiunile de dealuri şi de cîmpie).

La altitudinea lacurilor alpine am putea identifica şi un lac cu caracter monomictic rece (tot timpul anului sub 4 °C) şi anume lacul Podul Giurgiului, care în unii ani are gheaţă plutitoare la suprafaţă (şi ca atare temperatura apei sub 4 °C) şi în luna august (în 1952 şi în alţi ani, fără observaţii sistematice).

Iarna pe toate lacurile din România se formează pod de gheaţă, excepţie făcînd poate lacul Peţea, alimentat din abundenţă de izvoare calde. Durata însă a podului de gheaţă şi dimensiunile lui sînt foarte variabile. Pe lacurile regiunilor înalte ale Carpaţilor podul de gheaţă are durata maximă de 8—9 luni (din octombrie sau noiembrie pînă în maiiunie), iar grosimea lui atinge 70—80 cm pe sectoarele neacoperite cu pătură de zăpadă mai groasă. Extremitatea opusă se observă pe Lacul Razelm, respectiv pe complexele sudice, unde durata medie a stratului de gheaţă este în jur de 1—2 luni, iar grosimea medie de 15—25 cm.

În timpul iernii o răspîndire generală o are stratificaţia termică inversă, care are temperaturi de 1,5—3,5 °C la fundul lacurilor şi de 0 °C sub podul de gheaţă (v. fig. 57).

Încălzirea de primăvară a apei lacurilor începe în februarie-martie pentru lacurile situate pe litoral, în martie pentru cele din regiunile de dealuri şi de cîmpie şi între aprilie—iulie pentru cuvetele lacustre din Carpaţi, bineînţeles în funcţie de altitudine. Homotermia se produce în decurs de cîteva zile de la dispariţia gheţii.

Încălzirea maximă din perioada caldă se produce în iulie şi august, cu întîrziere spre altitudinile mari. Există o strînsă legătură între temperatura apei de la suprafaţa lacurilor şi temperatura aerului, exceptînd abaterile temporare ale lacurilor helioterme şi ale acelora cu alimentare cu apă caldă alohtonă.

Zonalitatea termică altitudinală a temperaturii apei lacurilor este bine conturată prin observaţii directe. În regiunile de cîmpie, la suprafaţa lacurilor, temperatura medie a lunii iulie este în jur de 21—24°C, în cele de dealuri între 18 şi 22°C, iar în munţi între 8 şi 20°C. După cum s-a mai subliniat, există lacuri alpine, pe care gheaţa se menţine şi vara chiar dacă aceasta se prezintă sub formă de sloiuri plutitoare.

Stratificaţia termică din timpul verii este foarte variată. Marea majoritate a lacurilor au o stratificaţie directă, dar heliotermele prezintă deseori şi situaţii de dichotermie cu temperaturi de 30—35°C, la adîncimea de 1—4 m (în lacul Ursu de la Sovata), cuprinse între apa de la suprafaţă mult mai rece (25—28°C), şi cea de la fundul lacului, de asemenea, rece (fig. 58). Stratificaţia termică tipică pentru lacurile din ţara noastră se poate urmări în fig. 57, unde s-a luat ca exemplu lacul de acumulare „Izvorul Muntelui" de la Bicaz. Acesta are adîncime suficientă pentru reprezentarea dinamicii complete, cu epi-mezo-hipolimnion normal. Marea majoritate însă a lacurilor noastre nu au adîncime suficientă pentru dezvoltarea unei stratificaţii complete, fiind frecvente şi uniformizările termice de origine eoliană. De exemplu, pe lacul Căldăruşani la data de 6.VI.1955 după un vînt puternic s-a înregistrat temperatura de 23,2°C pînă la adîncimea de 3,5 m. În lacurile alpine, după observaţiile lui I. Mălăcea şi I. Pişota, la fundul cuvetei lacustre se observă temperaturi pozitive pînă la 7—8°, (105, 182), în timp ce la suprafaţă valorile maxime abia ating 14—16°C.

Temperatura maximă diurnă a lacurilor este în funcţie de un număr mare de factori, dintre care pe lîngă radiaţia solară şi schimbul termic aer-apă, un rol important îi revine şi influenţei încălzirii directe a fundului lacustru în cazul lacurilor puţin adînci. Lacurile din Dobrogea se încălzesc la 30—33°C, cele din regiunile de dealuri şi de cîmpie între 28 şi 35°C, iar cele de munte între 14 şi 25°C. În lacul Ursu-Sovata temperatura de heliotermie este în scădere, probabil din cauza utilizării intense pentru băi prin care stratul superficial îndulcit se amestecă cu masa de apă din adîncime, care are o concentraţie de 210 g/l şi prin care dispare „efectul de seră" care a dus la încălziri de 46°C în 1901 (Kalecsinsky), la 61°C în 1902 (Rigler), 51°C în 1910 (Rozsa), etc. După amenajările speciale făcute în staţiunea Sovata temperaturile maxime au scăzut sub 40°C (I. Maxim în 1928:32°C; I. Pişota în 1955: 33°C; I. Panait în 1967:38°C etc.).

Stratificaţia termică şi a salinităţii apei din lacul Ursu, existentă în

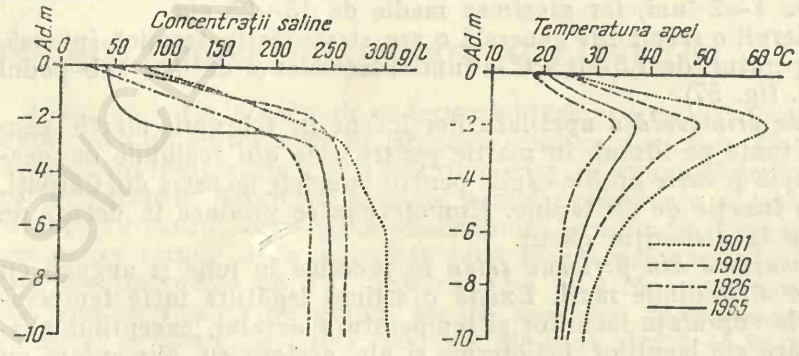


Fig. 58. Heliotermia şi salinitatea în lacul Ursu-Sovata (după I. Panait şi A. Bobeica, 164).

timpul fenomenului de heliotermie poate fi urmărită în fig. 58. Pe baza experienţei acumulate în urma studiului lacului Ursu, M. Sturza propune crearea unor heliotermii artificiale pe o serie de lacuri de ocnă prăbuşită, cu salinitate ridicată, unde fenomenul lipseşte sau este slab dezvoltat (Ocna Mureşului, Ocna Dejului, Sic, Turda, Ocna Sibiu, Ocnele Mari, Telega, Slănic-Prahova).

Pe baza celor expuse asupra regimului termic al lacurilor din ţara noastră se poate accepta următoarea clasificare (cu codificare):

t_0 = *Lacuri reci* — monomictice
Lacuri temperate — dimictice
t_1 = între 4 — 10°C — dimictice reci
t_2 = între 10 — 20°C — dimictice moderate
t_3 = între 20—30°C — dimictice calde
T = lacuri cu apă termală (n=temperatura maximă în gr·C)
t_H = lacuri helioterme

Menţionăm că pentru clasificarea termică a lacurilor s-a folosit temperatura medie a suprafeţei apei în luna iulie.

DINAMICA APELOR DIN LACURI

Formarea valurilor eoliene, pe lacurile din ţara noastră, este condiţionată de viteza vîntului şi de relief.

Astfel, viteza vînturilor care în Podişul Transilvaniei este cea mai redusă, în jur de 15—25 m/s, creşte spre regiunile periferice ale Carpaţilor atingînd 22—34,8 m/s în Subcarpaţi, 18—34,8 m/s în Cîmpia de Vest şi 34,8 m/s în Podişul Moldovei, Cîmpia Română şi Dobrogea. Vînturile cu intensitate şi frecvenţă maximă se observă în Delta Dunării şi în zona litorală. În regiunea muntoasă viteza vîntului este mare atingînd pe vîrful Omul 34,8 m/s.

Valurile eoliene au în general dimensiuni foarte mici, sub 0,8 m înălţime, valurile cele mai înalte formîndu-se pe lacurile mari, situate în cîmpie sau pe litoral. Pe lacul Razelm înălţimea maximă a valurilor atinge 1,2 m, (în timpul furtunilor duc la agitarea chiar a zonelor de sedimentare), iar pe lacurile din Cîmpia Română în jur de 50—80 cm, fiind supuse abraziunii mai ales malurile lor vestice şi sudice, ceea ce ne indică efectul dominant al vînturilor nordice şi estice. De asemenea, în zona de litoral, tot din această cauză, sînt atacate de către valurile mării cordoanele litorale ale complexului Razelm. Acest fapt periclitînd bilanţul salinităţii din lac are efecte negative asupra faunei piscicole.

În regiunea deluroasă şi muntoasă valurile ating înălţimi mult mai mici (30—50 cm pe lacurile glaciare), datorită reliefului înconjurător.

Cercetările întreprinse pentru studierea *curenţilor* au dovedit că în afara unor curenţi de importanţă secundară (curenţi de scurgere în cazul lacurilor cu emisari), nu poate fi vorba de curenţi permanenţi. Viteza maximă a unor curenţi, instabili ca direcţie, a fost observată de I. Ujvári (1956) pe lacul Căldăruşani, ea atingînd 0,15 m/s la un vînt cu o viteză de 4—5m/s. Curentul a fost observat numai în stratul superior, de circa 1 m, iar o dată cu încetarea vîntului, spre seară, acesta a dispărut.

Seichele, acele mişcări de pendulare a maselor de apă din depresiunile lacustre, nu au format obiectul unor studii speciale. În afara lacului Razelm unde, după părerea noastră, ar exista, pentru restul lacurilor, deşi s-au observat unele mişcări de acest gen, ele au o importanţă şi o durată redusă.

CULOAREA ŞI TRANSPARENŢA APEI DIN LACURI

Însuşirile fizice ale apei lacurilor din ţara noastră — respectiv culoarea şi transparenţa — nu sînt deocamdată bine studiate. Există determinări de transparenţă, cu ajutorul discului Secchi, pentru lacurile din lunca Dunării, din Cîmpia Română, pentru lacurile artificiale şi cele alpine. Culoarea apei nu a fost încă stabilită în mod obiectiv, cu ajutorul instrumentelor.

Este cunoscut faptul că lacurile de luncă au transparenţa cea mai redusă şi planctonul cel mai bogat. După trecerea perioadelor de viituri sau după vînturi, transparenţa lor scade sub 0,5 m, iar culoarea variază între cea galbenă şi negricioasă (ultima este tipică pentru Deltă).

Lacurile din Cîmpia Română au o transparenţă mai ridicată. Astfel, în lacul Căldăruşani discul Secchi a fost observat pînă la 1,5—2,5 m, iar culoarea limanurilor fluviatile cu ape dulci (Snagov, Căldăruşani, Bălteni etc.) este albastru-verzuie din cauza fitoplanctonul bogat. Lacurile sărate au culoarea verzuie-gălbuie.

Pentru lacurile situate în regiunea muntoasă (alpine, Sf.Ana etc.) culoarea apei variază între albastru închis şi gri, iar transparenţa este mare (în jur de 8 m şi mai mult) datorită lipsei aluviunilor în suspensie şi planctonului mai sărac.

S-a constatat că transparenţa apei lacurilor prezintă o variaţie periodică, atingînd maxima în timpul dezgheţului, deoarece sub podul de gheaţă continuă sedimentarea lentă a aluviunilor. În Deltă, de exemplu, sînt cunoscute de localnici „apele negre", cînd în timpul dezgheţului apa este cea mai transparentă şi „apele albe" (de fapt galbene), care apar în timpul viiturilor pe Dunăre.

Raportul dintre transparenţă şi adîncimea lacului rămîne în general sub valoarea 1,0 (σ/H), atingînd maxima în cazul lacurilor alpine (0,6—1,0), în Cîmpia Română în jur de 0,5, iar în cazul lacurilor de luncă în jur de 0,3—0,5.

Clasificînd valorile transparenţei apei, se pot determina următoarele valori caracteristice pentru perioada caldă a anului:

$\sigma_1 = < 2$ m—transparenţă redusă (lacuri eutrofe);

$\sigma_2 = 2—10$ m—transparenţă moderată (lacuri eutrofe-oligotrofe; tranzit)

$\sigma_3 = > 10$ m—transparenţă ridicată (lacuri oligotrofe).

COLMATAREA LACURILOR ŞI SEDIMENTELE LACUSTRE

Procesele din lacuri determină o permanentă transformare a cuvetei lacustre cu tendinţa spre dispariţie. La aceasta contribuie colmatarea lacurilor cu sedimente de origine fluviatilă (aluviuni), de origine autohtonă (abraziune, praf căzut la suprafaţa lacului, materiale organice).

Dintre factorii care contribuie cu o intensitate deosebită la colmatarea lacurilor mai mici, situate în regiunile de dealuri, piemonturi şi cîmpie, amintim aluviunile fluviatile. Pătrunderea acestora în lacuri este în raport direct cu transportul solid, eroziunea specifică fluviatilă din aria lacurilor. Din acest motiv lacurile se clasifică după mediul de colmatare în care se află în (codificare):

— = < 1 t/ha/an colmatare lentă;

e = 1—5 t/ha/an pericol de colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor;

E = > 5 t/ha/an colmatare rapidă a lacurilor de pe firul văilor.

Desigur, colmatarea cea mai lentă a lacurilor se produce în cuprinsul regiunilor de munte, unde predomină rocile rezistente la eroziune. În acest sens amintim lacurile alpine, a căror vîrstă depăşeşte 10 000 de ani şi în care grosimea sedimentelor încă nu este deosebit de mare. La extremitate opusă se află lacurile din regiunile subcarpatice şi din Podişul Moldovei, unde multe cuvete lacustre de dimensiuni mici au fost colmatate uneori după o singură viitură.

Sedimentele organice se depun în perioade îndelungate şi contribuie la formarea nămolului organic, cunoscut ca sapropel. În cazul lacurilor din Cîmpia Română, lunca şi Delta Dunării un fenomen destul de frecvent este invadarea lacurilor din direcţia ţărmului cu vegetaţie palustră, cu insule vegetale plutitoare, „cociocuri" sau „plaur", desprinse tot de lîngă ţărm (Căldăruşani, Ciocăneşti, Cernica etc.).

Nămolul sapropelic se formează în lacurile din estul Cîmpiei Române, de pe litoralul Mării Negre, în lacurile generate de ocnele de sare prăbuşite etc., din microflora şi microfauna depuse în prezenţa unor bacterii sulfuroase şi a sărurilor minerale. Sînt *renumite nămolurile sapropelice negre şi cafenii din limanurile fluvio-marine şi fluviatile* (Amara-Slobozia, Fundata, Balta Albă, Cîineni, Mitreni în Cîmpia Română şi Techirghiol şi Duingi pe litoral). În *lacurile de tasare* din Bărăganul central şi de nord domină nămolurile cu resturi vegetale, cu conţinut bogat în săruri minerale, ca sulfaţii de Na, Ca, Fe, Mg, fosfaţii de Al, Ca, Na, sulfurile de Na, Ca, Fe, clorura de natriu şi hidrogenul sulfurat. Grosimea nămolului utilizabil terapeutic variază între 20—50 m³ în lacurile Sărat—Brăila, Movila, Miresii, Ianca, Tătaru, Colţea, Plaşcu, Chichineţu şi Viişoara (56). *Nămolul din lacurile de ocnă prăbuşită se evidenţiază* printr-un conţinut mineral bogat şi organic sărac. Nămolurile sapropelice şi minerale din ţara noastră sînt renumite pentru efectul lor terapeutic deosebit.

RAIONAREA LIMNOLOGICĂ

Separarea unităţilor taxonomice de raionare limnologică rezultată din clasificarea elementelor amintite poate fi urmărită în fig. 55 şi în tabelul de sinteză. Aceste materiale vor înlocui descrierea unităţilor limnologice, care în parte se face în cadrul descrierii regionale.

TABELUL 10

Raionarea limnologică a teritoriului României

	Simboluri cu variante posibile pe teritoriu		
	Varianta nr. 1	Varianta nr. 2	Varianta nr. 3
(C) *Macroregiunea limnologică carpatică* (umiditate excedentară, regim hidrologic cu zonalitate altitudinală, condiții actuale nefavorabile formării lacurilor naturale; frecvența mare a lacurilor de acumulare).			
Regiuni și raioane limnologice			
1. Regiunea cristalină și eruptivă din Carpații Orientali, cu frecvență redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{Aa,\ As,\ V}{t_2;\ \sigma_2}$		
2. Regiunea lacurilor alpine din Munții Rodnei	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb}{t_1;\ \sigma_4}$		
3. Regiunea lacurilor de vale și de alunecare din flișul și molasa neogenă din Carpații Orientali			
a. raionul lacurilor cu mineralizare redusă și colmatare moderată din flișul paleogen-cretacic;	$U_4-HCO_3\frac{As,\ Av}{t_2;\ \sigma_2}$		
b. raionul lacurilor subcarpatice sărate (diapir) și colmatare puternică. Zonă balneară.	$U_4-MCl\frac{C_p^s,\ C_d^s}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem, mCl	
4 Regiunea lacurilor din centrul depresiunilor Giurgeu, Ciucuri, Trei-Scaune-Brașov	$U_4-HCO_3\frac{Ec,\ Fc,\ Fb}{t_2;\ \sigma_2}$		
5. Regiunea cristalinului Carpaților Meridionali, cu frecvență redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{Ac,\ C_d^c}{t_2;\ \sigma_2}$		
6. Regiunea lacurilor de origine glaciară (relicte) din Masivul Făgăraș	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb,\ N}{t_1;\ \sigma_3}$	Idem t_0?	
7. Regiunea lacurilor glaciare (relicte) din Munții Parîng, Lotru, Sebeș, Șurianu	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb,\ N}{t_1;\ \sigma_3}$		
8. Regiunea lacurilor glaciare (relicte) din Munții Retezat, Godeanu, Țarcu.	$U_4-HCO_3\frac{Gc,\ Gp,\ Gb,\ N}{t_1;\ \sigma_3}$		

BCU IASI TRANSILVANIA UNIVERSITY LIBRARY

9. Regiunea lacurilor din Subcarpaţii Meridionali	$U_4-HCO_3\frac{Av}{e;\ t_2;\ -}$;	$U_4-SO_4\ \frac{Av,\ C_d^s}{e;\ t_3}$;	$U_4-MCl\frac{C_p^s,\ C_d^s,\ Av}{t_2;\ t_3;\ t_H}$
10. Regiunea Munţilor Banatului, cu frecvenţă redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{C_d^c,\ C_s^c,\ Nt}{t_2;\ \sigma_3}$		
11. Regiunea Munţilor Poiana Ruscăi, cu frecvenţă redusă a lacurilor naturale actuale	$U_4-HCO_3\frac{As,\ C_s^c,\ C_d^c}{t_2;\ \sigma_2}$		
12. Regiunea lacurilor din Munţii Apuseni	$U_4-HCO_3\frac{As,\ C_s^c,\ C_d^c}{t_2;\ \sigma_2}$		
(TR) *Provincia limnologică transilvană* (Umiditate variabilă spre cea deficitară, condiţii favorabile de alunecare, surpare de vale, tectonice şi acumulări)			
1. Regiunea dealurilor nordice şi de bordură, cu frecvenţă rară a lacurilor	$U_3-HCO_3\frac{Fa,\ Av}{t_3;\ \sigma_1}$		
2. Regiunea brîului diapiric cu lacuri salino-carstice, de ocnă prăbuşită, de alunecare	$U_3-MCL\frac{C_d^s,\ C_p^s,\ Av}{t_3;\ t_H;\ \sigma_1}$	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ C_d^s,\ C_p^s}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem, $mHCO_3$
3. Regiunea lacurilor din Cîmpia Transilvaniei, predispuse tectonic şi zăgăzuite	$U_3-mHCO_3\frac{Ts,\ Ta,\ Pc,\ Av}{t_3;\ \sigma_1}$		
4. Regiunea iazurilor şi lacurilor de alunecare din Podişul Tîrnavelor	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ Pc}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem, σ_2	
5. Regiunea lacurilor fluviatile (divagare) din Depresiunile Făgăraş-Sibiu	$U_3-HCO_3\frac{Fb,\ Fc,\ Av}{t_2;\ \sigma_1}$		
(W) *Provincia limnologică vestică* (Umiditate deficitară, variabilă, excedentară în succesiune spre munţi, iarna nivele ridicate în lacuri, domină lacurile de origine fluviatilă)			
1. Regiunea dealurilor vestice şi din Depresiunea Maramureş cu frecvenţă redusă a lacurilor	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ Pc}{t_2;\ \sigma_1}$	Idem, σ_2	

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

	Simboluri cu variante posibile pe teritoriu		
	Varianta nr. 1	Varianta nr. 2	Varianta nr. 3
2. Regiunea lacurilor de ocnă din Depresiunea Maramureş	$U_3-MCL\ \frac{C_p^s,\ C_d^s}{t_2;\ \sigma_1}$	Idem mCl şi HCO_3	
3. Regiunea lacurilor de eroziune şi acumulare fluviatilă şi a lacurilor eoliene din Cîmpia Vestică	$U_3-HCO_3\ \frac{Fa,\ b,\ c,\ e,\ Tf,\ Ec,\ d,\ Pc}{t_3;\ t_T;\ \sigma_1}$		
(GD) *Provincia limnologică geto-dunubiană* (umiditate deficitară şi variabilă, lacuri în formaţiuni piemontane şi a cîmpiei interne; în general lacuri dulci)			
1. Regiunea Piemontului Getic, cu condiţii nefavorabile genezei lacurilor de vale. Dintre acumulări se cunosc „benturile".	$U_3-HCO_3\ \frac{Sc,\ Av}{t_2;\ —}$	Idem t_2	
2. Regiunea iazurilor cîmpiei piemontane getice	$U_3-HCO_3\ \frac{Pc,\ Fb,\ Sc}{t_3;\ \sigma_1}$		
3. Regiunea cîmpiei interne, cu lacuri de tasare şi tasare-eroziune	$U_3-HCO_3\ \frac{Sc,\ Sm,\ Sl}{t_3;\ \sigma_2}$	$U_2-mHCO_3\ \frac{Sc,\ Sm,\ Sl}{t_3;\ \sigma_1}$	
4. Regiunea cîmpiei de divagare, cu lacuri fluviatile şi tasare.	$U_3-HCO_3\ \frac{Fb,\ Fc,\ Sc}{t_3;\ \sigma_2}$	$U_2-mHCO_3\ \frac{Fb,\ Fc,\ Sc}{t_3;\ \sigma_1}$	
5. Regiunea lacurilor eoliene din Cîmpia Bălţilor	$U_2-HCO_3\ \frac{Ed}{t_3;\ \sigma_2}$		
(PD) *Provincia limnologică ponto-dunubiană* (Umiditate deficitară, raioane cu apă sărate)			
1. Regiunea Piemontului Rîmnicului şi Covurluiului cu condiţii nefavorabile formării lacurilor de vale	$U_3-HCO_3\ \frac{Sc,\ Pc}{t_3;\ —}$		
2. Regiunea lacurilor din cîmpia piemontană (divagare) a Rîmnicului, cu lacuri de eroziune şi de tasare	$U_2-HCO_3\ \frac{Fc,\ Fb,\ Sc}{t_3;\ —}$		
3. Regiunea lacurilor din Bărăgan			
a. Raionul nordic, cu lacuri sărate	$U_2-mCl\ \frac{Sl,\ Sc,\ Sm}{t_3;\ \sigma_2}$	$U_2-MCl\ \frac{Sl,\ Sc,\ Sm}{t_3;\ \sigma_1}$	$U_2-mSO_4\ \frac{Sl,\ Sc,\ Sm}{t_3;\ \sigma_2}$
b. Raionul sudic cu lacuri dulci	$U_2-mHCO_3\ \frac{Sm,\ Sl,\ Sc}{t_3;\ \sigma_1}$		

BCU "CAROL I" UNIVERSITY LIBRARY

4. Regiunea Dobrogei de nord, cu condiţii nefavorabile formării lacurilor.	U_2-mHCO_3 — — —		
5. Regiunea lacurilor deltaice din dreptul Dobrogei de Nord (lagunare)			
a. Raionul nordic, cu lacuri dulci şi îndulcite	$U_2-HCO_3\frac{Fd,\ Ld}{t_3;\ \sigma_2}$		
b. Raionul sudic, cu lacuri sărate	$U_2-mCl\frac{Ld}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem MCl şi σ_1	
6. Regiunea limanurilor relicte (fluvio-marine) din estul Razelmului (sărate sau îndulcite)	$U_2-HCO_3\frac{Ll}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem mCl şi MCl	
7. Regiunea complexului limanic fluvio-marin îndulcit din nordul Constanţei şi a lagunei carstice Siutghiol	$U_2-HCO_3\frac{Ll,\ La}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem mCl	
8. Regiunea limanurilor fluvio-marine din dreptul Dobrogei de Sud	$U_2-mCl\frac{Ll,\ La}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem MCl	
9. Regiunea Dobrogei de Sud, cu lacuri de tasare şi carstice	$U_2-HCO_3\frac{C_d^c,\ Sc}{t_3;\ -}$		
10. Regiunea limanurilor fluviatile din Dobrogea de Sud	$U_2-HCO_3\frac{Fl}{t_3;\ \sigma_2}$		
(M) *Provincia limnologică moldavă* (Umiditate variabilă şi deficitară; prezenţa zonei cu ape sulfatate)			
1. Regiunea iazurilor şi lacurilor de alunecare din Moldova			
a. Raionul lacurilor hidrocarbonatate din Podişul Sucevei	$U_3-HCO_3\frac{Av,\ Aa,\ Pc}{t_3;\ \sigma_2}$		
b. Raionul lacurilor sulfatice din Cîmpia Moldovei	$U_3-SO_4\frac{Av,\ Aa,\ Pc}{t_3;\ \sigma_2}$	Idem, mSO_4	Idem HCO_3
c. Raionul lacurilor hidrocarbonatate cu mineralizare ridicată din Podişul Bîrladului	$U_3-mHCO_3\frac{Av,\ Aa,\ Pc}{t_3;\ \sigma_1}$		
Lacurile de luncă (azonale)			
Lacuri de luncă în cîmpii (sub 200 m alt. — în bună parte asanate)	$U_x-HCO_3\frac{Fa,\ b,\ e,\ d}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem $mHCO_3$	
Lacuri de luncă în regiunile de dealuri (200—750 m — idem)	$U_x-HCO_3\frac{Fa,\ b,\ e,}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem t_3	
Lacuri de luncă în munţi (peste 750 m).	$U_4-HCO_3\frac{Fb,\ Fe}{t_3;\ \sigma_1}$	Idem t_1	

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XI

Mlaştinile din România

CLASIFICARE, PARTICULARITĂŢI HIDROLOGICE

După condiţiile de alimentare cu apă şi după componenţa vegetaţiei în România se deosebesc: *tinoavele*, ca mlaştini de munte oligotrofe, *mlaştinile eutrofe*, răspîndite în medii mai călduroase cu bogate materiale nutritive şi *bahnele* ca forme de tranzit, spre tinoave (191).

Tinoavele, ca formaţiuni mlăştinoase oligotrofe, se întîlnesc deobicei pe interfluviile cu pantă mică sau în depresiuni intramontane cu altitudini cuprinse între 1 000 şi 1 600 m, care corespund etajului superior al fagului şi celui inferior al molidului. Vegetaţia predominantă o constituie muşchiul *Sphagnum*, cunoscut în popor sub denumirea de bungeac sau molhaş. El se dezvoltă în condiţii de umiditate bogată şi climă rece, cu temperatura medie anuală în jur de 4 — 6°C. Masa vegetală şi turba rezultată are formă suspendată, bombată, cu acumulări locale de apă în microdepresiunile mlaştinii. Conturul mlaştinii variază în faza vie deoarece sphagnetul, în condiţii de umiditate locală, (apariţia izvoarelor, apelor freatice abundente) evoluează extinzîndu-se spre periferie. În fig. 59 este reprezentată aria de răspîndire a mlaştinilor oligotrofe din ţara noastră după inventarierea făcută de E.Pop.

Mlaştinile eutrofe provin în majoritatea lor din lacuri invadate de vegetaţie de baltă, colmatate prin aluviuni şi mîluri. Ele sînt răspîndite în luncile rîurilor, în depresiunile cîmpiilor aluviale, în locurile de apariţie a apelor subterane bogate. Bahnele din jurul tinoavelor reprezintă forme de tranziţie spre mlaştinile eutrofe.

Regimul hidrologic al mlaştinilor din ţara noastră nu a fost încă studiat. Se cunosc numai o serie de particularităţi deduse mai mult prin analogie.

Cantitatea de apă din masa vegetală a mlaştinii reprezintă 87—97% în raport cu masa turbei. Partea predominantă a acestor rezerve o reprezintă apele osmotice, de absorbţie, apele legate chimic şi apa capilară. Apa care participă în schimbul hidrologic activ se găseşte în golurile capilare mari şi în golurile turbei; altă parte a apei se află în albiile mici ale pîraielor care străbat mlaştina, în micile lacuri şi unele straturi acvifere freatice din interiorul turbei. Masa mlaştinilor reprezintă un mediu foarte variat în privinţa circulaţiei apei în interiorul lor. Astfel, în cazul mlaştinilor de turbă apa circulă mai liber în stratul superior al masei vegetale, decît în turba formată. Astfel, în timp ce în stratul superior coeficientul de infil-

Fig. 59. Hărțile mlaștinilor eutrofe (*a*) și oligotrofe, tinoave (*b*) (după E. Pop, 191).

traţie depăşeşte cîţiva zeci de cm/s, în masa tasată, la adîncimea de 1 m, el scade la cîteva sutimi de mm/s (K.E.Ivanov). În cazul tinoavelor, coeficientul de infiltraţie în stratul superior acoperit de muşchi variază între 100—400 cm/s, la adîncimea de 20—30 cm între 0,5—5,0 cm/s, iar la adîncimea de 1 m scade pînă la 0,05—0,08 cm/s. Deci umiditatea din masa mlaştinilor poate varia periodic pînă la 0,8—1,0 m adîncime. În acest strat sînt mai intense şi procesele biologice, fapt pentru care a fost denumit *strat activ*, iar cel inferior *strat inert*. Mişcarea apei în acest strat inert formează numai 0,1—1,0% din scurgerea totală a mlaştinii, reprezentînd o deplasare orizontală anuală de maximum 6 m.

Alimentarea stratului superior al tinoavelor se face din precipitaţii, din apă de condensare şi din ape deluvial-eluviale, suprafreatice. În alimentarea mlaştinilor eutrofe un rol preponderent îl au apele freatice şi cele de inundaţie ale rîurilor.

Pierderile de apă din mlaştini se datoresc, mai ales, evapo-transpiraţiei, care în cazul tinoavelor reprezintă circa 30—70%, iar restul se datoreşte scurgerii superficiale din mlaştini. Infiltraţia şi alimentarea subterană din tinoave sînt infime. În cazul mlaştinilor eutrofe la evaporaţie se consumă 70—85% din precipitaţii în zona umidităţii excedentare şi pînă la 90—95% în cea deficitară (de exemplu în cazul mlaştinei desecate a Ecedei). Scurgerea subterană însă din aceste mlaştini este relativ mare, atingînd 35—50% din scurgerea totală anuală.

În cazul tinoavelor evapo-transpiraţia maximă se produce în iunie şi iulie, cînd condiţiile evaporabilităţii sînt cele mai favorabile şi vegetaţia consumă puternic pentru transpiraţie. Evaporaţia mlaştinilor eutrofe coincide în linii mari cu cea de la suprafaţa lacurilor, dacă sursele de apă se menţin în ele şi vara.

Scurgerea cea mai ridicată se observă în mod obişnuit în timpul apelor mari de primăvară, dar maximele pluviale, viiturile din iunie—iulie se produc cu o intensitate deosebită datorită subasmentului impermeabil reprezentat de turbă. Între viituri însă mlaştinile seacă rapid la suprafaţă, condiţionînd o scurgere foarte redusă, mai ales, din cauza transpiraţiei plantelor şi lipsei unor rezerve de apă freatică permanente.

Scurgerea maximă lunară din mlaştinile eutrofe (în analogie cu regimul rîurilor), apare în luna martie-aprilie în depresiunile intramontane Ciuc, Trei Scaune, Dornei, Gheorgheni, Borsec, Bîrsei etc. şi în februarie-martie în cazul mlaştinilor din Cîmpia de Vest.

Scurgerea medie anuală din zonele de tinoave variază în jur de 200—400 mm anual, iar în cazul mlaştinilor eutrofe între 20—15 mm/an.

REGIUNI DE TINOAVE

Tinoavele din ţara noastră, evaluate după E.Pop la peste 200 în regiunile muntoase (vezi fig. 59), se formează în primul rînd pe roci silicioase, eruptive, pe şisturi cristaline şi pe gresii de diferite vîrste.

Zonele cu răspîndirea cea ma imare a tinoavelor sînt localizate în Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni. Astfel, se pot contura următoarele regiuni:

1. *Bazinul Dornei* — unde se găsesc aproximativ 23 de tinoave dezvoltate pe şisturi cristaline, gresii, pietriş de terasă etc. Ele sînt instalate în domeniul molidului la o altitudine care variază între 800 şi 950 m. Cea mai mare dintre tinoavele Dornei este cea de la Poiana Stampei-Căsoi, care cuprinde o suprafaţă mlăştinoasă de circa 400 ha.

2. *Regiunile Lucina—Fundul Moldovei* cuprind cîteva tinoave mai mărunte din nordul Moldovei la o altitudine medie de 1 200 m.

3. *Regiunea blocului andezitic al Oaşului şi Maramureşului* este presărată cu peste 20 de tinoave (mlăci) dintre care unele sînt destul de întinse. Cîteva dintre ele s-au format în cratere stinse, la altitudini de 900—1 200 m. La vest de Vişeu unele tinoave se găsesc la altitudini de 1 000—1 450 m.

4. În *Munţii Călimani* — tinoavele acoperă cîteva tăpşane înalte (1 500—1 700 m); se observă numeroase treceri spre stadiul de mlaştină eutrofă rece.

5. *Regiunea Harghita* se distinge prin cele mai întinse tinoave din Transilvania, cum sînt Mogoş (Tuşnad) şi Lucs de lîngă Sîncrăieni. Altitudinea lor variază între 1 000 şi 1 400 m.

6. *Regiunea Şandru-Mare—Munţii Buzăului* se distinge prin dezvoltarea tinoavelor pe gresii eocene, la altitudini de 850 m (Bisoca) şi 1 600 m (Penteleu — Siriu).

În Munţii Apuseni se întîlnesc mai mult de jumătate din numărul total al tinoavelor din România fiind denumite aici „molhaşuri". Suprafaţa lor însă nu este atît de mare ca în cazul celor întîlnite în Carpaţii Orientali.

7. *Regiunea izvoarelor şi cursului superior al Someşului Cald* este presărată pînă la sud de comuna Călăţele cu tinoave la o altitudine de 900—1 300 m. Acestea sînt dezvoltate în zona inferioară a molidului pe şisturi cristaline, argile eocene şi gresii permiene.

8. *Regiunea de izvor a Someşului Rece,* inclusiv Muntele Mare, Dobriu, cuprinde un număr mare de „molhaşuri", răspîndite mai ales pe blocul granitic Gilău. Ele se dezvoltă la altitudini mari cuprinse între 1 350 şi 1 700 m. Cîteva se întîlnesc şi în valea Arieşului, la vest de Sălciua de Jos (1 240 m).

9. În *Carpaţii Meridionali* suprafeţele ocupate de tinoave sînt mult mai reduse. Se pot întîlni însă mici formaţiuni în Munţii Bucegi şi în *regiunea superioară a bazinului Sebeş* (dezvoltate în luncile largi ale Sebeşului, Sălanelor şi Văii Frumoasa).

10. În *Carpaţii Occidentali,* în *Regiunea platoului Semenic* la înălţimea de 1 350 — 1 440 m se găsesc şase tinoave.

REGIUNI DE MLAŞTINI EUTROFE

Mlaştinile eutrofe se alimentează din ape de infiltraţie bogate în substanţe nutritive, formîndu-se în depresiuni preexistente. Astfel, ele sînt azonale, formîndu-se în condiţii de climă, sol, roci şi vegetaţie diferite. Ele evoluează pînă cînd turba pe care se sedimentează umple depresiunea.

Regiunile răspîndirii mlaştinilor eutrofe (fig.59) sînt următoarele:

1. *Bazinul Crasnei* — la nord-vest de Carei (Cîmpia Ecedului), reprezenta cea mai întinsă regiune de mlaştini eutrofe din România, asanată însă la sfîrşitul secolului trecut.

2. *Bazinul Ciucurilor* este regiunea celor mai extinse „mlaştini vii", ocupînd cea mai mare parte din fundul depresiunii dintre Harghita şi Munţii Ciucului pe ambele maluri ale Oltului.

3. *Bazinul Gheorgheni* se aseamănă mult cu bazinul Ciucurilor. Mlaştinile se înşiră pe lunca largă a Mureşului.

4. *Bazinul Depresiunii Trei Scaune* cuprinde de la Breţcu pînă la cotul Oltului o serie de mlaştini eutrofe, mai ales, în lunca largă de pe malul stîng al Văii Negre. (cu peste 360 de ochiuri de apă la Reci).

5. În *Depresiunea Bîrsei*, în luncile largi, ferite de inundaţii, alimentate mai ales din ape freatice, lîngă Stupini, Bod, Feldioara, Hărman, Prejmer s-au instalat „rogozuri" întinse.

6. *Lunca Oltului făgărăşan.* Tot din cauza apariţiei la suprafaţă a apelor freatice a luat naştere una dintre mlaştinile eutrofe cele mai mari în lunca şi terasa din stînga Oltului dintre Şercaia şi Mîndra. Ele reapar la Avrig.

În general, mlaştinile eutrofe sînt importante din punctul de vedere al studierii regimului hidrologic al rîurilor avînd în vedere că ne indică locurile cu cele mai bogate iviri la suprafaţă a apelor freatice. Condiţiile lor dinamice sînt diferite, din care cauză regimul hidrologic al fiecăruia trebuie studiat separat. Ele reprezintă surse de turbă exploatabile în unele cazuri, în funcţie de vîrsta şi condiţiile lor de instalare.

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XII

Unităţile hidrologice naturale din România

Considerăm că separarea unităţilor naturale hidrologice (adică raionarea, regionarea hidrologică) are menirea să contureze teritoriile cu anumite legi hidrologice comune. La separarea lor trebuie clarificate în primul rînd conţinutul şi subordonarea unităţilor taxonomice identificate, deci va trebui efectuate clasificările elementelor care definesc unitatea teritorială.

În raionarea prezentă am luat în considerare o serie de elemente, care definesc dinamica răspîndirii teritoriale a unităţilor tratate. Între altele a fost nevoie de clarificarea precisă a influenţei climatice, a rolului reliefului Carpaţilor, care în zona climatică temperată a Europei Centrale şi de est, prin efectul de compartimentare duce la individualizarea unor provincii distincte ale cîmpiilor şi podişurilor. Carpaţii, ca atare, sînt consideraţi ca nişte macroregiuni azonale, intrazonale, cu zonalitate verticală, interioară a fenomenelor. Ca atare, versantele lor dinspre anumite provincii formează arii de influenţă climatică asupra fenomenelor hidrologice. Ariile, desigur au limite mult mai variabile decît provinciile, care sînt închistate în rama reliefului montan. Aceste teritorii, unităţi, sînt oglindite foarte fidel de bilanţul hidrologic, iar în interiorul lor se conturează şi alte legi cu privire la formarea regimului hidrologic care au legătură cauzală (de ex. instabilitatea iernilor în vestul ţării+abundenţa mai mare a scurgerii tot în aceleaşi provincii şi arii de versante). La stabilirea subordonării unităţilor taxonomice s-a ţinut cont de singeneza fenomenelor din provincii şi arii, cu alte cuvinte unităţile taxonomice devin echivalente după formula următoare:

Podiş + cîmpie → zonă → provincie → regiune → raion

Carpaţii macroregiune → arie → regiune → raion

CLASIFICAREA UNITĂŢILOR DUPĂ ELEMENTELE CARACTERISTICE

Provinciile şi ariile hidrologice sînt identificate pe baza criteriilor majore date de:

a. tipul de bilanţ hidrologic dominant;
b. tipul de regim hidrologic dominant, codificat prin ponderea scurgerii medii de iarnă (% din scurgerea medie anuală).

Criteriile de separare:

TABELUL 11

Tipurile de bilanţ hidrologic

Unităţi taxonomice	Condiţii de valabilitate	Indice	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)
Ariile Carpaţilor	Versanţi cu expoziţie spre vest	α_1	700— 1 600	200— 1 400	200— 500
	Versanţi cu expoziţie spre est	α_2	600— 1 000	100— 650	300— 500
	Versanţi cu expoziţie spre nord şi sud (Carpaţii Meridionali)	α_3	650— 1 400	200— 1 100	200— 500
Provinciile pericarpatice	Umiditate variabilă (stepă-păduri foioase) în Prov. climatică central-europeană	β_1	550— 800	25— 200	525— 600
	Umiditate variabilă şi deficitară (stepă-păduri foioase) în Prov. climatică est-europeană	β_2	450— 700	20— 150	430— 550
	Umiditate deficitară (stepă) în Prov. climatică est-europeană	β_3	350— 550	5— 25	325— 525

TABELUL 12

Tip de regim hidrologic (% scurgerea medie de iarnă)

Caracteristica scurgerii medii de iarnă	Indice	Valori caracteristice
Scăzută, în regiunile înalte (alpine inf.)	I_1	<10%
Corespunzătoare valorilor zonale	I_2	10—20%
Scurgere ridicată (infl. oceanică moderată, topiri frecvente)	I_3	20—30%
Scurgere bogată (infl. oceanică accentuată iarna, inversiuni termice frecvente)	I_4	>30%

Confruntîndu-se criteriile de bilanţ şi de regim hidrologic, s-au putut contura principalele arii carpatice şi provincii pericarpatice hidrologice, după cum urmează:

TABELUL 13

Cod	Arii şi provincii hidrologice	Indice	Influenţa dinspre provinciile climatice
COM	Aria carpatică orientală (moldavă)	$I_2\alpha_2$	Est Eur.+nord Eur*.
COT	Aria carpatică transilvană	$I_{2,3}\alpha_1$	Eur.centr.
CM	Aria carpatică meridională	$I_{1,2,3}\ \alpha_{1,2}$	Eur. centr. + sud+est
CV	Aria carpatică occidentală (vestică)	$I_{3,4}\alpha_1$	Eur. centr.+sud
Tr	Provincia transilvană	$I_3\beta_1$	Eur. centr.
W	Provincia vestică (panonică)	$I_4\beta_1$	Eur. centr.+sud
GD	Provincia geto-danubiană	$I_3\beta_2$	Eur. centr.+sud+est
PD	Provincia ponto-danubiană	$I_3\beta_3$	Eur. est+sud+premaritimă
MD	Provincia moldavă	$I_2\beta_2$	Eur. est+centr.

* Europa

BCU KOLOZSVÁR CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Regiunile din cadrul provinciilor şi ariilor hidrologice sînt determinate pe baza *specificului de alimentare* a rîurilor şi a *raportului ce există între scurgerea medie de vară şi de iarnă* (codificare, după dominare: *vi* respectiv *iv*).

Indicii de alimentare superficială şi subterană sînt cuprinşi în tabelele 14 şi 15.

TABELUL 14

Normele de clasificare a tipurilor de alimentare a rîurilor (I. Ujvári).

Pentru alimentarea superficială

Denumirea tipului	$Z_s\ \% = \frac{\text{alim. din zăpezi}}{\text{scurgerea superf.}}$	Indice
Nival (nivo-glaciar)	>80	Z
Nival moderat	60—80	Zp
Nivo-pluvial (tip mixt)	50—60	zp
Pluvio-nival (tip mixt)	40—50	pz
Pluvial moderat	20—40	Pz
Pluvial	<20	P

TABELUL 15

Pentru alimentarea subterană

Denumirea tipului	$K_s\ \% = \frac{\text{alim. din ape subt.}}{\text{scurgerea med. anuală}}$	Indice
Cu alimentare subterană slabă	<15	X — fără indice
Cu alimentare subterană moderată	15—35	X — s
Cu alimentare subterană bogată	35—50	X — S
Cu alimentare subterană f. bogată	50—80	s — X
Cu alimentare subterană exclusivă	>80	S — X

Raioanele din regiuni sînt separate pe bază de criterii topice (caracterul lor se modifică după efectul de eroziune a apelor şi hidrochimismul local). Acestea sînt: *scurgerea solidă specifică* şi *particularităţile hidrochimice* (grad de mineralizare şi clasă după ionii dominanţi).

E = eroziune specifică ridicată (peste 5 t/ha/an)
e = eroziune specifică moderată (1—5 t/ha/an)
Lipsa indicelui = eroziune specifică (sub 1 t/ha/an)

Determinarea tipului hidrochimic se face la ape mici, cînd domină alimentarea subterană:

M = mineralizarea ridicată (peste 1 g/l)
m = mineralizare scăzută (sub 1 g/l)
HCO_3 = ape carbonatate
SO_4 = ape sulfatate
Cl = ape clorurate

Caracteristica unui raion se poate exprima sub forma unei formule de sinteză, în care elementele apar codificat. De ex. raionul 2 c din Carpaţii Orientali, versantul moldav:

$$I_2\alpha_2\ \frac{pz - s - vi}{MCl - E}$$

În cazurile de aplicaţii concrete pe teritorii restrînse elementele codificate pot fi înlocuite cu cifre concrete sau pot fi lărgite şi cu altele

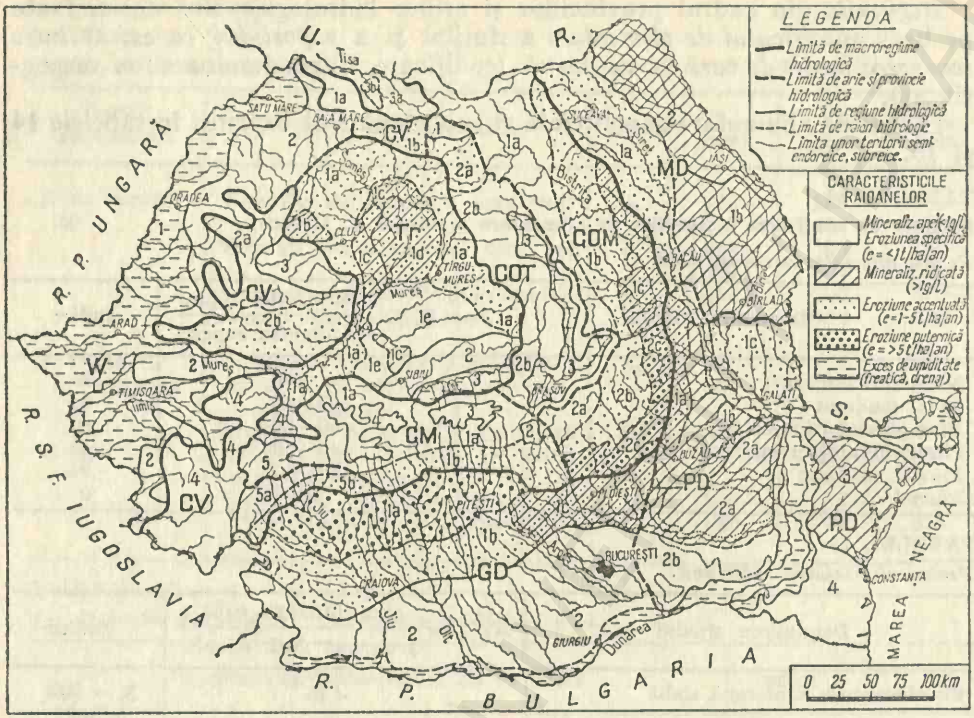


Fig. 60. Harta raionării hidrologice a României (I. Ujvári).

Legenda raionării hidrologice (Fig. 60)

MACROREGIUNEA CARPATICĂ (C)

Aria hidrologică carpatică orientală moldavă (COM)

1. Regiunea nordică (Pz—s; vi) cu raioanele
   1 a. ($mHCO_3$)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
   1 c. ($mHCO_3$, Cl—e)

2. Regiunea Cotului Carpatic (pz—s; vi) cu raioanele
   2 a. ($mHCO_3$)
   2 b. ($mHCO_3$—e)
   2 c. (MCl—E și $mHCO_3$—E)

Aria hidrologică carpatică orientală transilvană (COT)

1. Regiunea nivală înaltă din Munții Rodnei (zp—s și Zp—s; vi)
   1. ($mHCO_3$)

2. Regiunea Bîrgaie — Harghita (pz—s; iv) cu raioanele
   2 a. ($mHCO_3$—e)
   2 b. ($mHCO_3$)

3. Regiunea depresiunilor intramontane Olt-Mureș superior (pz—s și S; vi)
   3. ($mHCO_3$)

Aria hidrologică carpatică meridională (CM)

1. Regiunea carpatică subnivală meridională (pz—s; vi) cu raioanele
   1 a. ($mHCO_3$)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
2. Regiunea nivală înaltă din Bucegi (Zp—s; zp—s; vi; $mHCO_3$)
3. Regiunea nivală înaltă din M. Făgăraş Idem
4. Regiunea nivală înaltă din M. Parîng Idem
5. Regiunea nivală înaltă din M. Retezat Idem

Aria hidrologică carpatică vestică (CV)

1. Regiunea carpatică nordică
   1 a. ($mHCO_3$)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
2. Regiunea Munţilor Apuseni (pz—s; iv) cu raioanele
   2 a. ($mHCO_3$)
   2 b ($mHCO_3$—e)
3. Regiunea Ierii (Pz—s; vi) ($mHCO_3$)
4. Regiunea Munţilor Banatului (pz—s; iv) ($mHCO_3$)
5. Regiunea Motru-Vîlcan (pz—s; iv) cu raioanele
   5 a. ($mHCO_3$) şi 5 b. ($mHCO_3$—e)

PROVINCIILE PERI ŞI INTERCARPATICE (PC)

Provincia hidrologică a Podişului Transilvaniei (Tr)

1. Regiunea nordică, centrală şi mărginimea (pz—s; iv) cu raioanele
   1 a. ($mHCO_3$—e)
   1 b. (MSO_4—e)
   1 c. (MCl—e; MCl; $mHCO_3$)
   1 d. ($MHCO_3$—e; MSO_4—e)
   1 e. ($mHCO_3$; MCl; mCl)
2. Regiunea hidrologică a Podişului Hîrtibaciului (Pz—s; vi)($mHCO_3$)
3. Regiunea hidrologică a Depresiunii Făgăraş (Pz—S; vi)($mHCO_3$)
4. Regiunea hidrologică a Depresiunii Haţeg (Pz—s; iv)($mHCO_3$)

Provincia hidrologică a cîmpiei şi dealurilor vestice (W)

1. Regiunea hidrologică a Cîmpiei vestice (zp—s; Zp—s; iv)($mHCO_3$)
2. Regiunea hidrologică a dealurilor vestice (pz—s; iv)($mHCO_3$)
3. Regiunea hidrologică a Depresiunii Maramureş (Pz—s; iv)
   3 a. ($mHCO_3$ şi $mHCO_3$—e)
   3 b. (mCl; MCl—e şi $mHCO_3$)

Provincia hidrologică geto-danubiană (GD)

1. Regiunea hidrologică piemontană getică, (Pz—s; pz—s; iv)
   1 a. ($mHCO_3$—E)
   1 b. ($mHCO_3$—e)
   1 c. ($mHCO_3$—e; MCl—e)
2. Regiunea hidrologică a cîmpiei interne (sudice) (zp—s; Zp—s; iv)
   2 ($mHCO_3$)

Provincia hidrologică ponto-danubiană (PD)

1. Regiunea hidrologică sudmoldavă (pz—s; iv), cu raioanele
   1 a. (MCl—E; $mHCO_3$—e)
   1 b (MCl; MSO_4; $mHCO_3$)
   1 c. ($mHCO_3$—e; $MHCO_3$—e)

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

2. Regiunea hidrologică a Bărăganelor (zp—s; pz—s; S)
   1 a. (MSO_4; MCl, $MHCO_3$)
   1 b. ($MHCO_3$; $mHCO_3$)
3. Regiunea hidrologică a Dobrogei de nord (Pz—s; vi)($MHCO_3$)
4. Regiunea hidrologică a Dobrogei de sud (S—pz; vi) ($mHCO_3$)

Provincia hidrologică moldavă (MD)

1. Regiunea hidrologică a Podișului Suceava-Bîrlad (Pz—s; vi)
   1 a. ($mHCO_3$—e)
   1 b. ($MHCO_3$—e)
2. Regiunea hidrologică a Cîmpiei Moldovei (pz—s; vi)(MSO_4; $mHCO_3$)

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XIII

Caracteristicile generale ale hidroeconomiei și gospodăririi apelor din România

Economia apelor, ca ramură aplicativă a geografiei, este creația zilelor noastre cînd resursele de apă sînt utilizate tot mai intens și cu tot mai mult discernămînt în economie. Ea poate îndeplini rolul unei științe de limită între științele economico-geografice (studii de necesități), fizico-geografice (studii de resurse) și inginerești (soluții de gospodărire a apelor). Ca atare ea se ocupă cu studiul repartiției teritoriale a necesităților și disponibilului de apă și stabilește, prin cercetări speciale, *profiluri hidroeconomice teritoriale* corespunzătoare resurselor naturale și economice.

Profilurile hidroeconomice se stabilesc legic pe teritoriu în funcție de ramurile hidroeconomice dominante, cum sînt: *utilizarea apelor* și *hidroameliorațiile* Ele se diferențiază pe teritoriu și se modifică în timp după evoluția cerințelor social-economice și a resurselor naturale ale peisajului. Prin aceasta, profilul hidroeconomic devine o entitate teritorială specifică, respectiv *o categorie geografică* importantă, cu diferențieri teritoriale în timp și cu un ritm de dezvoltare caracteristic. În acest sens putem da numeroase exemple. Astfel, deși gradul general de utilizare a apelor pe țară, în 1970, variază în jur de 27%, acesta a ajuns în bazinul Argeșului la 92%, iar în cel al Ialomiței la 84%. Este evidentă, în ambele situații, influența pozitivă a obiectivelor industriale din Subcarpați și București asupra ritmului de creștere a folosințelor precum și asupra agriculturii tot mai intensive din Cîmpia Română.

Profilul hidroeconomic al unui teritoriu se caracterizează prin dominarea unor ramuri de utilizare a apelor și a unor lucrări ameliorative. În fig. 62 s-a dat o schițare, cu oarecare aproximație, a unităților hidroeconomice principale din țara noastră în faza actuală, la nivelul unităților taxonomice de *arie* și *regiune* hidroeconomică. Ea va putea fi adîncită prin expresii concrete de unități de ameliorare, de utilizare (raion, incintă etc.).

Între ramurile de utilizare și de ameliorații sînt generalizabile teritorial *acumulările (Ac)*, *hidroenergia* (*He*), *irigațiile* (*Ir*), *alimentările cu apă* (*Al*), *apărarea contra inundațiilor* și *desecarea excesului de apă* (*Ds*), măsurile *contraerozionale* (*Er*) și unele variante ale acestora specifice pentru *luncile rîurilor* (Irl, Dsl). Regional, acolo unde resursele locale de apă au particularități hidrochimice naturale care îngreunează utilizarea lor (duritate ridicată, mineralizare necorespunzătoare), se preconizează desalinizarea prin diluție sau prin izolarea surselor de salinizare (*S*).

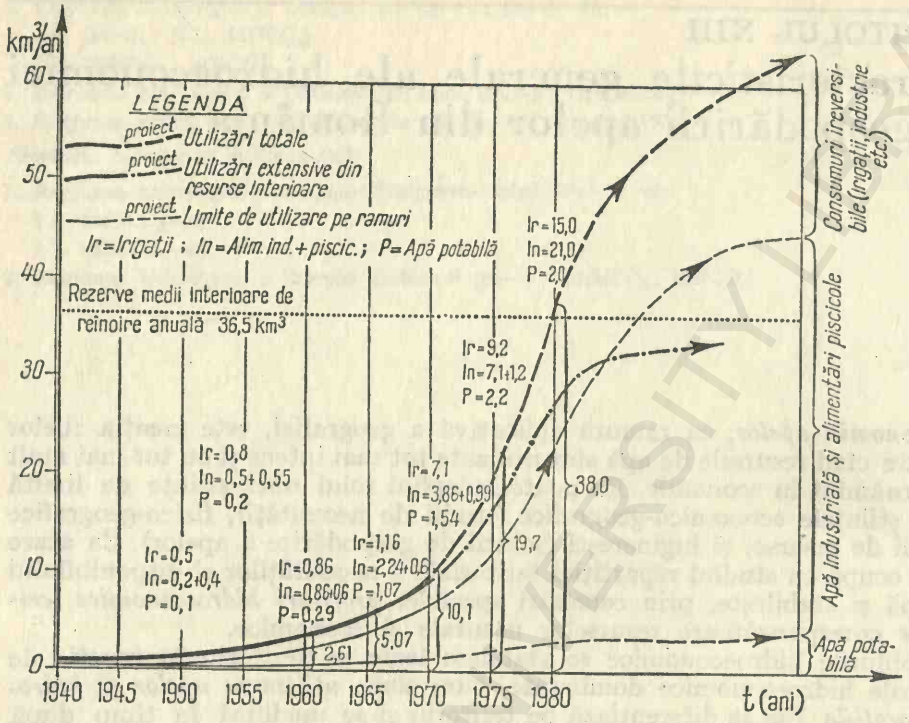


Fig. 61. Diagramele creşterii utilizării apelor în domeniile hidro-economice principale din România.

Alte forme de utilizare, cum sînt *navigaţia* (*Na*), *plutăritul* (*Pl*), *extragerea materialelor de construcţie* (*Mc*), *stuficultura* (*Sc*), *piscicultura* (*Pc*), *lacuri de agrement* (*Ag*) şi altele, care variază în lungul rîurilor şi nu teritorial, sînt considerate ca utilizări azonale.

RAIONAREA HIDROECONOMICĂ A ROMÂNIEI

Conform celor expuse în paragraful anterior, pe teritoriul ţării noastre au fost separate două arii şi în interiorul lor mai multe regiuni de utilizare a apelor.

A. **Aria de acumulare a resurselor de bază,** ce se suprapune Carpaţilor, numiţi, alegoric, pe bună dreptate, şi „castelul de apă al României", în care se formează cca. 80% din resursele de reînnoire anuală a apelor. Aici domină profilul *Ac, He, Al, Pc,* iar în regiunea molasei neogene şi în fliş (în mod deosebit în Subcarpaţii de Curbură) se mai adaugă *Er* şi local *S*.

B. **Aria de utilizare complexă a resurselor de bază şi locale,** cu următoarele regiuni:

Regiunea hidroeconomică a Podişului Transilvaniei şi a dealurilor vestice cu diferenţieri de profil pe interfluvii şi lunci. Pe interfluvii predomină:

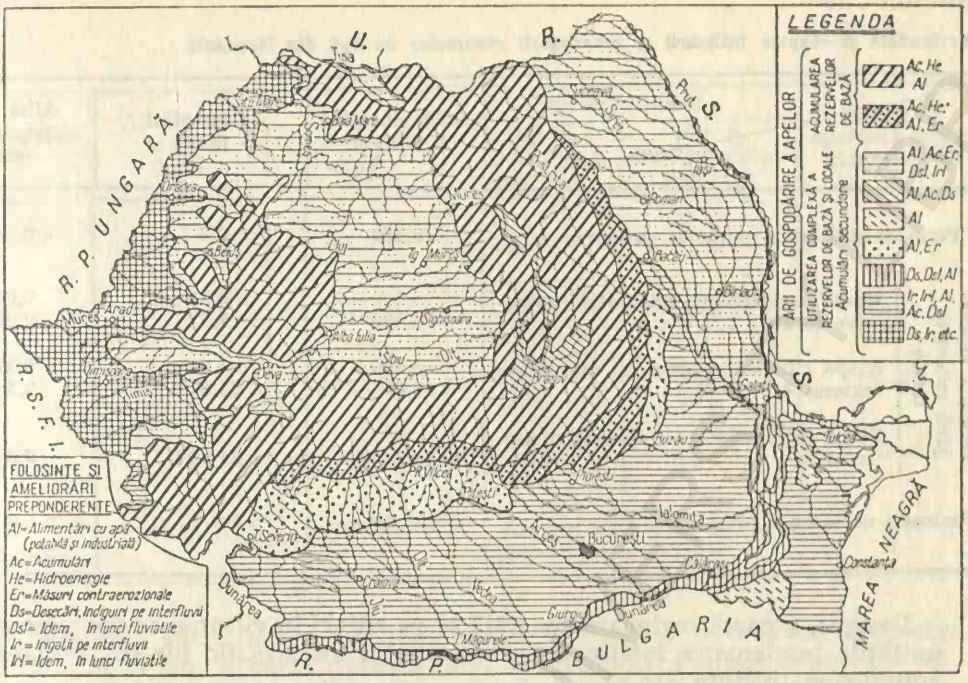


Fig. 62. Harta raionării hidroeconomice a României (I.Ujvári).

Er, Al, Ir, iar în lunci: *Dsl, Irl, Ac, Al*; azonal: *Pc, Ag, Mc*. În Cîmpia Transilvaniei şi cu precădere în brîul diapiric intervine desalinizarea (*S*), iar în dealurile vestice, alimentările din ape de adîncime.

Regiunea hidroeconomică a Podişului Moldovei are profil identic cu cel transilvănean. Desalinizările fluviatile (din Siret şi Prut) ar ridica mult calitatea apei în Cîmpia Moldovei şi Podişul Bîrladului. Alimentare din ape de adîncime în sudul podişului.

Regiunea hidroeconomică a Piemonturilor sudice (Getic) şi estice (Rîmnic) se reliefează prin lipsa generală de surse locale exploatabile. Din surse tranzitorii se impun alimentări cu apă, irigaţii (*Al, Ir*) precum şi ameliorații generale (*Er*).

Regiunea hidroeconomică a Cîmpiei de Vest, cu profil *Ds, Ir, Al, Ac* local *Pc* şi *Na*, se caracterizează prin alimentări pe scară largă din apele de adîncime, ape termale de profunzime şi local efilare.

Regiunea hidroeconomică a Cîmpiei Române se evidenţiază prin posibilităţi practic nelimitate de irigaţii. Profil: *Ir, Ac, Al, Dsl* şi *S* pe interfluviul Ialomiţa-Trotuş. Alimentări extinse din ape freatice şi mai reduse din ape de adîncime.

Regiunea hidroeconomică a Dobrogei de Nord are profilul: *Ac, Irl, Al.* Necesităţi de surse de alimentare.

Regiunea hidroeconomică a Dobrogei de Sud: *Ir, Al* şi local *Ag.*

Unitatea hidroeconomică azonală cea mai extinsă este Dunărea (*Na, He*) cu lunca (*Ds, Pc, Ir*) şi delta ei (*Pc, Na, Al, Sc*).

TABELUL 16

Perioadele şi etapele utilizării şi amenajării resurselor de apă din România

		Hidroenergie (TWh/an)	Acumulări (km^3)	Alim. apă populaţie (km^3)
Perioada utilizărilor sporadice, extensive		<0,169	< 0,2	<0,048
Perioada amenajării extensive totale	Etapa începutului amenajării extensive totale	0,169—0,400	0,2—1,5	0,048—0,265
	Etapa ritmului maxim de amenajare extensivă	0,400—15,0	1,5—25,0	0,265—2,5
	Etapa de finalizare a amenajării extensive	15—24	25—74	2,5—6,0
Perioada utilizărilor intensive		24—36	>74	>6,0

Desigur, această regionare generală se va adînci în viitor şi se vor preciza unităţile taxonomice inferioare cu conţinutul lor specific (de ex. raioane, subraioane, incinte etc.).

Specificul evoluţiei în timp al economiei apelor. După datele bibliografice existente, disponibilul de apă din rîuri, economic utilizabil este de 26,5 km^3/an, la care se mai adaugă circa 4,5 km^3/an de ape subterane (111). Luate împreună ele reprezintă 85% din totalul apelor ce se reînnoiesc anual prin circuitul apei (36,5 km^3 — v. fig. 63). La aceasta se mai adaugă şi Dunărea care este o resursă practic nelimitată, România avînd şi marele avantaj că fluviul se varsă în Marea Neagră pe teritoriul său (nu se pot limita utilizările).

În utilizarea apelor din ţara noastră se pot deosebi trei perioade caracteristice:

a. *Perioada utilizării sporadice extensive* a apelor care se termină în jurul anilor 1949—1950, o dată cu începutul construirii bazei industriale şi agriculturii socialiste. Ea s-a caracterizat prin utilizări mai mult întîmplătoare, o oarecare pondere avînd folosinţele hidroenergetice.

b. *Perioada amenajării planificate extensive totale a apelor* coincide cu desfăşurarea construirii economiei socialiste din ţara noastră, cînd se fac eforturi deosebite pentru asigurarea diferitelor ramuri industriale cu apă corespunzătoare necesităţilor şi totodată se execută lucrări hidroameliorative pe scară largă. În cadrul ei se pot urmări trei etape (v. tabelul 16) caracteristice:

— *etapa începutului amenajării extensive totale*, planificate, a apelor, cînd se pune accent mai ales pe utilizări şi pe acoperirea necesităţilor momentane de apă;

— *etapa ritmului maxim de amenajare extensivă a apelor*, actuală, care se caracterizează printr-o serie de indici de amenajare deosebit

Apă industrială (km^3)	Alimentări irigații (km^3)	Total utilizat (km^3)	Hidroameliorații		Gradul de epurare a apelor reziduale (%)
			Indiguiri, desecări (mil. ha)	Măsuri contraerozionale (mil. ha)	
<0,5	<0,13	<1,0	<0,85	. . . .	. . . .
0,5—1,3	0,13—0,70	1— 3	0,85—1,04	<0,082—	<10
1,3—12,0	0,70—7,5	3—23	1,04—2,5	0,082—1,5	10—90
12,0—16,0	7,5—17,0	23—37	2,5 2,7	1,5 3,0	>90
16 neapreciabil	17—25	37—70	Creșteri neînsemnate, lucrări de întreținere		>90

de ridicați. Între altele indicele global ajunge la o creștere de peste 1 miliard m^3/an. Aceasta durează pînă la satisfacerea totală a nevoilor de apă, inclusiv cele ireversibile (irigații, unele categorii de ape industriale etc.). Lucrările de amenajare a surselor de apă sînt devansate cu cca 5 ani față de realizarea unității consumatoare.

— *etapa de finalizare a amenajării extensive a apelor* se va termina o dată cu amenajarea extensivă a tuturor resurselor de apă. Aceasta va reprezenta și finalizarea urbanizării localităților sub aspectul utilizărilor de apă și canalizări. Vor fi atinse toate indicatoarele maxime de ameliorare hidraulică, deci în perioada următoare o pondere absolut dominantă vor avea utilizările. Ameliorările executate vor fi întreținute și completate. Creșterea mai departe a utilizărilor se va face mai ales prin recirculări externe și folosințe din Dunăre.

c. *Despre ultima perioadă a utilizărilor intensive de apă* nu ne putem spune cuvîntul. Cert este faptul că, creșterea consumului va avea un ritm mai redus decît în perioada anterioară deoarece peste plafonul atins în diferitele domenii de utilizare nu vor mai exista solicitări de seamă. De exemplu, dacă vor fi amenajate toate terenurile irigabile, consumul se va plafona. Consumul de apă al populației va crește conform sporului natural. În industrie se va introduce, probabil, în primul rînd sistemul recirculărilor externe și folosirii repetate, deci a resurselor reversibile. Făcînd calcule dintre cele mai generale, resursele de apă ale țării noastre vor satisface fără complicații deosebite, pe cale extensivă, o populație de cel puțin 60—70 milioane locuitori, iar prin existența unor sisteme bine chibzuite, de cel puțin 5—6 ori mai mult. Depinde foarte mult de reușita fazei etapei actuale, a schemelor pe care le vom aplica, de reușita raporturilor de utilizare între diferitele domenii și condiții geografice, cu alte cuvinte de alegerea profilului hidroeconomic corespunzător în diferitele regiuni ale țării noastre.

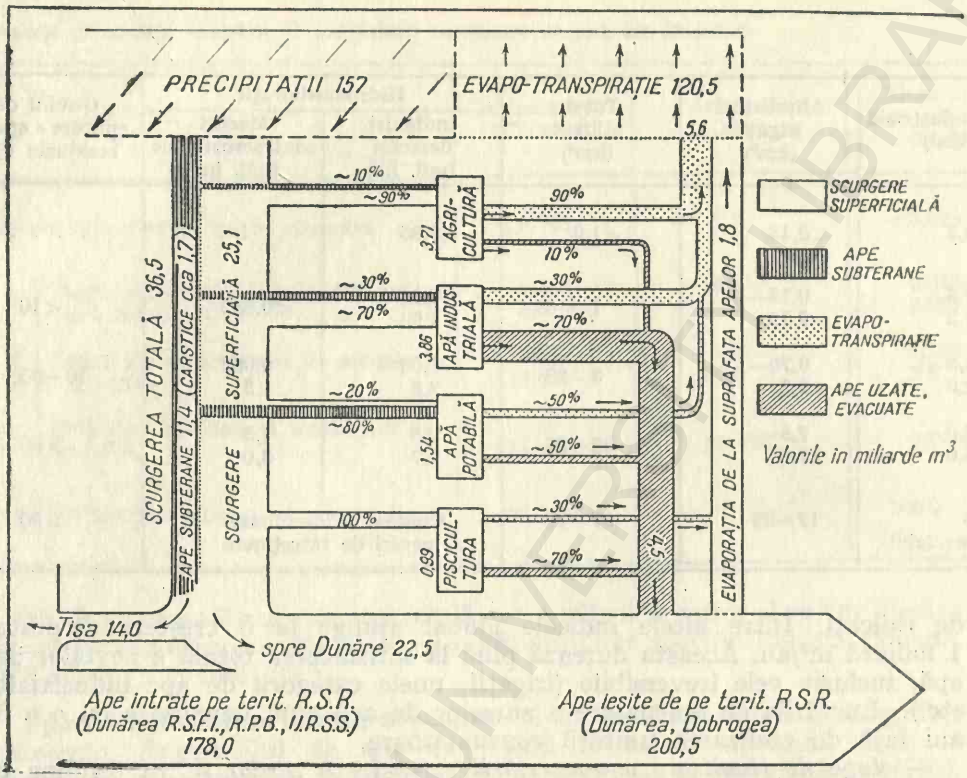


Fig. 63. Bilanțul hidric mediu (1950-1967) și al utilizărilor principale ale apelor din România (în 1970) (I. Ujvári).

Ameliorări hidraulice

Utilizările de apă sînt precedate de lucrări de ameliorări hidraulice, care au ca efect ridicarea valorii resurselor de apă (acumulări pentru compensarea regimului natural, atenuări de viituri, protecția calității apelor, combaterea fenomenelor distructive și vătămătoare ale apelor). După cum s-a mai subliniat, de succesul acestor lucrări depind în mare măsură utilizările de apă și în bună parte cele agricole.

Acumulările. Baza sistemelor de gospodărire complexă și planificată a apelor o reprezintă asigurarea debitelor de apă necesare în orice anotimp și în orice an, fie cît de secetos. Pentru aceasta sînt necesare în țara noastră lacuri de acumulare, care să fie capabile să rețină apele în anii cu scurgere bogată și să le distribuie în anii cu scurgere săracă, sub normal. În planurile de amenajare au fost inventariate 700 de amplasamente de acumulări posibile, care însumează un volum total de 74 km³. Din acestea 685 de obiective vor fi alimentate din rîurile interioare (c ca. 53 km³) și 15 din Dunăre (cca. 21 km³). Prin aceste acumulări se va realiza un grad de acumulare de 160%.

În anul 1968 au existat în țara noastră 1 192 de acumulări cu funcții diferite (hidroenergie, piscicultură, agricultură, atenuări, agrement etc.),

TABELUL 17

Lacurile artificiale create în România (nivelul anului 1968) (64)

Bazin hidrografic	Lacuri de interes hidroenergetic			Lacuri de interes piscicol și agricol			Lacuri cu utilizări la alimentări, atenuări de viitor, agrement etc.			Total pe bazine hidrografice		
	Nr.	Supraf. (ha)	Volum (10^6 m³)	Nr.	Supraf. (ha)	Volum (10^6 m³)	Nr.	Supraf. (ha)	Volum (10^6 m³)	Nr.	Supraf. (ha)	Volum (10^6 m³)
Tisa superioară	—	—	—	1	0,12	—	—	—	—	1	0,12	—
Someș-Crasna	—	—	—	7	291,60	3,5	1	131,0	17,6	8	422,60	21,1
Crișuri-Barcău	—	—	—	17	1515,10	28,7	—	—	—	17	1515,10	28,7
Mureș-Aranca	1	2,0	0,15	17	378,95	6,6	1	261,0	43,5	19	641,95	50,25
Bega-Timiș-Caraș	2	71,0	11,9	19	474,75	7,8	5	113,6	15,0	26	659,35	34,7
Nera-Cerna	—	—	—	2	1,01	0,1	—	—	—	2	1,0	0,1
Jiu	—	—	—	10	22,20	1,8	2	2000,0	100,8	12	2022,20	102,6
Olt	2	39,0	6,5	25	245,95	8,3	7	25,0	1,3	34	309,95	16,1
Vedea	—	—	—	123	1388,00	25,0	—	—	—	123	1388,00	25,0
Argeș	3	946,0	473,8	133	3453,00	34,6	10	1500,0	44,0	146	5899,00	552,4
Ialomița	1	21,0	0,55	91	1649,70	33,2	1	6,0	0,8	93	1676,7	34,55
Siret	8	4545,0	1282,0	104	4184,00	26,1	2	360,0	18,2	114	9089,0	1326,3
Prut	—	—	—	281	9374,00	91,4	6	722,0	16,0	287	10096,00	107,4
Dunărea	—	—	—	255	10069,00	108,0	42	1060,0	25,3	297	11129,00	133,3
Litoral	—	—	—	13	2698,00	45,0	—	—	—	13	2698,00	45,0

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care au avut o suprafață totală estimată la 475,5 km² și un volum de 2,477 km³ (v. tabelul 17). Cele mai mari dintre ele, cum sînt lacul Izvorul Muntelui (1 230 mil. m³), Vidraru (470 mil. m³), Vidra-Lotru (340 mil. m³) sînt utilizate în primul rînd în scopuri hidroenergetice, dar contribuie și la ridicarea debitelor de etiaj, atît de necesar pentru irigații, alimentări, diluții, la atenuarea viiturilor etc. Volumul cel mai mare îl are lacul Porților de Fier, (5 km³, v. pag. 114), care se întinde parțial și pe teritoriul R.S.F. Iugoslavia. Datele caracteristice ale lacurilor de acumulare din R.S. România pot fi urmărite în tabelele 17 și 21.

Lupta contra inundațiilor, indiguiri, desecări. Suprafețele inundabile cele mai extinse se află în Cîmpia de Vest și în lunca Dunării. În ambele cazuri măsurile principale de apărare sînt îndiguirile, construirea unor lacuri de retenție pentru atenuarea viiturilor și desecarea teritoriilor (incintelor) cuprinse între diguri.

După cum reiese din tabelul 18 suprafața totală protejată de diguri a căror lungime totală este de 3 792 km, ajunge la 13 039 km². Subliniem în acest sens faptul că în ultimul timp, în planurile de amenajare complexă a rîurilor se aplică pe scară tot mai largă principiul apărării contra inundațiilor prin acumulări permanente sau temporare, destinate atenuărilor de viituri. Un exemplu clasic în acest sens este marele lac cu retenție temporară, de la Rovinari (Ceauru), care reușește prin capacitatea sa utilă de 100 mil. m³ să reducă debitul maxim al Jiului și Tismanei cu 60%. Sînt prevăzute, de asemenea, construirea unor lacuri de retenție și în bazinele Crișurilor (127 mil. m³), pe rîurile din Banat (386 mil. m³), în bazinul Siretului (426 mil. m³) etc. Acestea vor avea în total un volum de 1,9 miliarde km³.

TABELUL 18

Luerări de apărare și bunuri apărate contra inundațiilor în bazinele hidrografice principale din România (197).

Bazin hidrografic	Lungimea totală a digurilor (km)	Suprafața totală apărată (km²)	Bunuri apărate		
			Case (buc.)	Obiect. industr. (buc.)	Căi comunicații (km)
Tisa superioară	59,89	285,11	7 456	2	32
Someș	233,10	793,61	16 109	14	207
Crișuri	591,98	1 963,87	21 170	6	387,9
Mureș-Aranca	248,07	1 731,22	83 006	25	652
Bega-Timiș-Caraș	609,10	2 674,18	92 884	39	516,1
Nera-Cerna	0,25	—	—	—	0,8
Jiu	58,28	50,88	990	3	24,9
Olt	84,65	164,44	686	5	25,1
Vedea	12,15	3,40	120	2	1,4
Argeș	89,95	96,61	1 102	3	96,7
Ialomița	74,00	80,09	5 791	—	32,0
Siret	151,30	388,36	2 755	9	20,3
Prut	262,13	626,60	1 800	5	88,9
Dunărea	1 321,43	4 197,38	13 600	4	56,3
Lacuri litorale	9,55	2,99	3	—	—
Total	3 791,81	13 038,84	247 555	117	2 142,3

Pentru apărarea unor terenuri de inundaţii s-au efectuat şi corectări de cursuri. Astfel în 1969 au existat 1 153 km maluri amenajate şi 602 km albii regularizate. Au mai rămas sectoare de rîuri cu degradări active pe o distanţă de circa 1 000 km (149).

Excesul de umiditate se observă pe o suprafaţă totală de 2,7 mil. ha (27 000 km²), aflată în majoritate în ariile de subsidenţă, de divagare din Cîmpia de Vest (peste 1 mil. ha), în zona de divagare din dreptul cotului carpatic, în luncile rîurilor şi mai ales în lunca Dunării (573 000 ha). Excesul de umiditate freatică din cuprinsul lor necesită drenaj artificial. Recuperarea unor terenuri agricole prin îndiguiri şi desecări a început încă din secolul al XVIII-lea în jurul Timişoarei şi continuă de atunci, culminînd în zilele noastre cu lucrările mari de hidroameliorații complexe din lunca Dunării (v. pag. 188) efectuate în bună parte după anul 1963. Ritmul deosebit al lucrărilor de îndiguire şi desecare din perioada construcţiei socialiste se oglindeşte bine în tabelul 19.

TABELUL 19
Evoluţia lucrărilor de îndiguire şi desecări în România (149)

Anii	1938	1944	1950	1960	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Indiguiri + desecări (mii ha)	450	520	654	1 041	1 150	1 266	1 381	1 500	1 620	1 720
Desecări (mii ha)	200	...	...	700	780	860	930	1 040	1 160	1 300

Suprafaţa planificată pentru îndiguiri+desecări pe 1975 este de 1 970 ha, din care desecări 1 545 ha (149).

Protecţia contra eroziunii solului. După datele existente circa 50% din suprafaţa fondului agricol (7,7 mil. ha) este afectată, în grade diferite, de eroziune, provocînd pagube însemnate economiei naţionale (de ordinul zecilor de milioane lei). Circa 3 mil. ha sînt afectate de eroziune puternică şi foarte puternică, pe care recoltele sînt diminuate cu 50—70% faţă de potenţialul natural (149). Ele sînt răspîndite mai ales în Podişul Moldovei, Podişul Someşan, Cîmpia Transilvaniei, Piemontul Getic, în Subcarpaţi etc. (v. cap. VIII).

Deşi aplicarea pe scară largă a metodelor agrotehnice moderne a redus în multe regiuni din ţara noastră posibilitatea declanşării eroziunii, totuşi moştenirea din trecut se resimte încă, trebuind luate măsuri speciale pentru combaterea procesului. Cu toate că ritmul accentuat al lucrărilor de combatere a eroziunii a început abia după 1958 în prezent pot fi considerate ameliorate deja mai bine de 40% din terenurile degradate (v. tabelul 20).

TABELUL 20
Creşterea ritmului lucrărilor de combatere a eroziunii solului între anii 1958—1971 (149)

Anii	1958	1960	1965	1966	1967	1968	1969	1970	1971
Suprafaţă totală (mii ha)	15,3	82,1	507,1	603,5	734,5	885,7	1047,7	1114,7	1 214
% din total (3 mil. ha)	0,5	2,7	16,9	20,1	24,5	29,5	34,7	37,1	40,5

Lucrări ample, sistematice, sînt executate în bazinul Drobotfor, Băneasa şi Balinteşti, Sîncraiul Almaşului, Valea Seacă şi perimetrul Albiţa-Fălciu şi în complexul de irigaţii de la Medgidia (149).

Protecţia calităţii apelor. Desigur, toate măsurile luate pentru utilizarea complexă, planificată, multilaterală a apelor se realizează numai în cazul în care se păstrează calitatea de potabilitate a apei în resurse, iar acolo unde calitatea hidrochimică naturală este necorespunzătoare este necesar să se aplice măsuri de ameliorare hidrochimică corespunzătoare.

Pericolul de extindere deosebită a poluării apelor în ţara noastră a existat în etapa începutului industrializării ţării. Pentru evitarea unei situaţii periculoase, s-au făcut investigaţii de seamă chiar după 1955. În anul 1960 numărul staţiilor de epurare a ajuns la 400, în 1968 la 1 400, iar în 1969 în jur de 1 700. În anul 1966 a fost epurat un volum de 1 016 mil. m^3 (32,3%) din totalul de 3 143 mil. m^3, ape uzate (11). Din această cantitate circa 90% a fost deversată în rîuri de următoarele ramuri industriale: industria chimică (545 mil. m^3), industria alimentară (250 mil. m^3), industria metalurgică (190 mil. m^3) şi industria minieră şi petrolieră (100 mil. m^3).

Reţeaua fluviatilă codificată a ţării este în prezent de 66 000 km, iar controale sistematice asupra calităţii apelor se fac pe o lungime totală de 15 500 km. Din aceasta, în 1966, 12% a avut calitatea de categoria I-a, circa 30% categoria a II-a, 33% categoria a III-a (pentru irigaţii), iar restul de 25% au fost degradate (11).

Statul nostru face eforturi deosebite pentru menţinerea calităţii naturale a apelor şi mai ales pentru eliminarea stării de degradare a tuturor apelor de suprafaţă. În Cîmpia de Vest se semnalează pe alocuri şi degradarea apelor freatice prin utilizarea îngrăşămintelor chimice (stagnarea apelor freatice).

Utilizările de apă

Hidroenergia. Aria hidroenergetică principală a ţării noastre este reprezentată de Carpaţi, iar liniar importanţă deosebită o au Dunărea şi Prutul, rîuri de frontieră. Potenţialul tehnic, total amenajabil al rîurilor ţării este evaluat la debitele medii ca fiind de 12 mil. kW cu o producţie medie de energie de circa 36 miliarde kWh/an. Potenţialul economic amenajabil este însă mai redus din cauza dominării unor cursuri de apă mici ca dimensiune în Carpaţi, ele fiind dispersate mult pe teritoriu. Puterea totală, economic amenajabilă, a apelor după calculele ISPE este de 6,6 mil. kW (11), cu o producţie de energie de 24 miliarde kWh/an, din care exact jumătate îi revine Dunării (12 miliarde kWh).

Saltul în utilizarea hidroenergiei în ţara noastră s-a produs în anul 1950 (Planul de Electrificare a ţării), la începutul industrializării socialiste, cînd din acest potenţial a fost amenajată abia o putere de 60 MW repartizată în circa 90 UHE mici. În cursul primei etape a planului, între anii 1950 şi 1955 s-au dat în folosinţă o serie de obiective energetice de seamă, ca UHE Crăinicel (8,7 MW), Moroieni (16 MW) şi Sadu V (22,5 MW), ele fiind urmate apoi de giganţii de pe Bistriţa, Argeş, Dunăre (v. tabelul 21).

UHE Gh. Gheorghiu-Dej de pe Argeş este construită pe baza principiului concentrării hidroenergiei cursurilor mici în unităţi mai mari prin

TABELUL 21

Date caracteristice privind principalele amenajări hidroelectrice (71, 33, 64)

Denumirea UHE	Cursul de apă	Debit mediu total utilizat (m^3/s)	Căderea brută maximă (m)	Putere instalată (MW)	Prod. med. de energ. (GWh/an)	Lacul de acumulare				Anul înființării	Utilizări
						Numele	Supraf. (ha)	v. total mil. m^3	v. util mil. m^3		
Cugir	Rîul Mic	1,5	...								
Crăinicel	Bîrzava	2,8	475	8,7	...	Gozna	59	10,7	10,2	1952	He, Al
Dobreşti	Ialomiţa	2,87	105	16,0	...	Scropoasa	21	0,55	0,37	1929	He, Ag
Moroieni	Ialomiţa	4,1	233	15,3	55	Idem	—	—	—	1953	He
Sadu V	Sadu	2,2	396	22,5	60	Negovanu	35	6,3	5,8	1955	He
V. I. Lenin	Bistriţa	50,7	146	210,0	490	Izv. Muntelui	3 260	1 230	930,0	1961	He, Al, Na, Ir, Ag.
Pîngăraţi	Bistriţa	60,4	14,4	22,4	60	Pîngăraţi	155	6,0	3,0	1964	Al.
Vaduri	Bistriţa	60,4	26,0	44,0	110	Vaduri	150	4,8	1,0	1966	He, Al.
Piatra Neamţ	Bistriţa	61,4	15,5	11,0	60	Piatra Neamţ	— 230	10,0	3,0	1964	He, Al.
Roznov I	Bistriţa	57,4	21,0	14,0	77	Roznov	—	0,3	0,3	1962	He
Roznov II	Bistriţa	57,4	21,0	14,0	77	—	—	—	—	1963	He
Zăneşti	Bistriţa	61,4	20,2	14,0	82	—	—	—	—	1964	He
Costişa	Bistriţa	61,4	20,2	14,0	82	—	—	—	—	1965	He
Buhuşi	Bistriţa	61,4	15,8	11,6	63	—	—	—	—	1965	He
Racova	Bistriţa	66,0	14,7	23,6	68	Racova	290	11,0	3,6	1965	He, Al
Gîrleni	Bistriţa	66,0	14,7	23,6	72	Gîrleni	300	6,0	1,2	1965	He, Al
Bacău I.	Bistriţa	66,6	15,8	23,6	76	Bacău I	410	9,3	1,2	1966	He, Al
Bacău II	Bistriţa	66,6	20,5	31,0	92	Bacău II	200	5,0	1,6	1966	He, Al
Gh. Gheorghiu-Dej	Argeş	19,6	300	220,0	400	Vidraru	825	470	320,0	1966	He, Al, Ag
Oieşti	Argeş	19,6	20,5	15,0	28,8	Oieşti	66	2,2	1,6	1969	He, Al, Ag
Albeşti	Argeş	19,6	20,5	15,0	28,5	—	—	—	—	1966	He
Cerbureni	Argeş	21,6	20,5	15,0	29,6	Cerbureni	55	1,62	1,1	1969	He, Al
Valea Iaşului	Argeş	21,0	20,5	15,0	29,3	C. de Argeş	22	0,7	0,6	1970	He, Al
Bascov	Argeş	21,0	12,0	7,7	...	Bascov	180	5,1	0,5	1970	He, Al
Piteşti	Argeş	22,0	11,0	7,7	...	Piteşti	124	4,2	4,0	1970	He, Al
Strîmtori	Firiza			4,0	...	Strîmtori	131	17,6	14,0	1963	He, Al
Porţile de Fier	Dunăre	5 450	34,0	2 050,0	11 500	Porţile de Fier	32 000	5 000	3 000	Constr.	He, Na, Al

captări şi derivaţii interbazinale. Această metodă se aplică apoi şi în cazul UHE de pe Lotru şi Someşul Cald, Sebeş, Rîul Mare etc. Lungimea totală a aducţiunilor în faza finală, după planurile de amenajare, atinge circa 3 300 km.

TABELUL 22

Evoluţia utilizării hidroenergiei în România (Anuarul Statistic, 1971)

Anii	1938	1948	1950	1955	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
Putere instalată Hidroelectrică (mii kW)	48	...	60	100	210	209	308	327	416	461	777	811	831	850	1200
% din total	9,6	...	8,1	8,1	11,8	11,2	14,7	13,8	14,5	14,2	17,4	15,6	14,8	13,2	16,3
Hidroelectrică kWh/an (mil.)	148	130	169	323	397	466	652	537	585	1005	1035	1476	1562	2217	2773
% din total	13	8,7	8,0	7,5	5,2	5,4	6,4	4,6	4,2	6,1	5,0	6,0	5,6	7,0	7,9

În tabelul 21 sînt reprezentate valorile puterii instalate şi a producţiei UHE din România. Se observă, că producţia de energie hidraulică variază în jur de 5—6,5% pînă în anul 1968, ceea ce ne indică o creştere foarte puternică a termoenergiei în etapa industrializării socialiste. O dată cu intrarea în funcţiune a UHE Porţile de Fier şi Lotru în 1971—73 producţia de hidroenergie va face un salt calitativ, ajungînd în 1975 la 24—25% (circa 10 miliarde kWh). Cantitatea apei utilizată pentru producerea acestei energii se estimează la 72 km³ în 1975 şi 135 km³ în 1980 (111).

Energia apelor este folosită încă şi pentru utilizări hidromecanice, forme tradiţionale existente din trecutul îndepărtat. Morile, joagărele, piuele, daracele, şteampurile, dîrstele mai deservesc şi în prezent populaţia din mediul rural. În 1966 numărul acestora a atins 655, fiind concentrate mai ales în bazinele rîurilor Olt (135), Mureş (131), Siret (93), Someş (89) etc. Din numărul lor total 85% sînt destinate măcinării cerealelor (11).

Navigaţia şi plutăritul. Artera navigabilă principală a României este Dunărea. Ea asigură transportul mărfurilor cu vase cu un pescaj de 5 m la apele mijlocii şi mari şi de circa 1,5 m la apele mici. Datorită greutăţilor cauzate de cataractele Dunării în sectorul Cazane — Porţile de Fier, în trecut transportul de mărfuri a fost plafonat la circa 12 mil. tone/an, din care 25—30% îi revenea ţării noastre, iar restul altor ţări dunărene. Din 1969 circulaţia se face prin noile ecluze, iar din 1971, prin terminarea lacului de acumulare, obstacolele din calea navigaţiei sînt definitiv înlăturate. Transportul de mărfuri pe cale fluvială în 1968 a fost de 3,543 mil. tone sau 1 280 mil. tone/km şi 1,647 mil. călători sau 74 mil. călători/km (Anuarul Statistic, 1969).

Prin porturile româneşti maritime, în special Constanţa, se desfăşoară un intens schimb de mărfuri cu străinătatea. Transportul maritim în 1968 a fost aproape identic ca tonaj cu cel fluviatil (3,511 mil. tone), cu deosebirea că distanţele parcurse de nave au fost mai mari (38 827 mil. tone/km). Numărul pasagerilor transportaţi pe cale maritimă a fost de 23 mil. călăt./km (1969).

Importanţă locală are încă şi navigaţia pe Bega, dar ea este mult depăşită (v. pag. 341).

Plutăritul direct pe rîurile interioare şi prin haituri a avut o răspîndire mare pînă nu de mult (Bistriţa, Dorna, Neagra, Bistricioara, Bicaz, Trotuş, Lotru, Sebeş, Iara, Someşul Cald, Someşul Rece etc.). Practica a dovedit însă că acesta nu mai este rentabil datorită marilor pierderi de materie primă în vîltoarea valurilor, printre stînci. Din acest motiv transportul de apă a fost înlocuit, unde a fost posibil, prin transport rutier.

Alimentări cu apă şi canalizări. Deobicei distingem în acest caz alimentarea cu apă potabilă a populaţiei şi alimentarea cu apă a ramurilor industriale. În cazul oraşelor mari aceste două elemente se împletesc. Extinderea rapidă a deservirii cu apă potabilă a populaţiei este una dintre marile realizări ale regimului nostru. Faţă de anul 1944 numărul oraşelor cu apă potabilă centralizată şi canalizări a crescut de trei ori, iar instalaţiile de epurare a apelor reziduale orăşeneşti s-au înmulţit de peste 7—8 ori (v. tabelul 23).

TABELUL 23

Extinderea alimentării cu apă potabilă, a sistemelor de canalizare şi de epurare a apelor reziduale în R.S.R.

(Anuarul statistic, 1970 — cifre rotunjite)

	1944	1950	1955	1960	1965	1967	1968	1969
Nr. localităţilor cu alimentare centralizată	88	101	118	172	233	257	273	295
Idem, oraşe	88	88	97	125	152	160	188	192
Consum (mil. m³/an)	—	113	185	265	460	589	659	719
Idem, uz casnic (mil. m³/an)	—	48	65	93	160	202	233	252
Lungimea reţelei de distribuire (km)	3 500	3 700	4 263	5 162	7 239	7 877	8 280	8 675
Lungimea reţelei canalizare (km)	1 908	1 960	2 050	2 500	3 228	3 850	...	...
Nr. localităţi cu staţii de epurare a apelor	8	—	—	—	—	56	—	—

Ca surse de alimentare s-au folosit cu precădere apele subterane, apele carstice, apele rîurilor montane. În ultimul timp însă se folosesc tot mai mult apele de suprafaţă (tratate), deoarece debitele lor sînt mai abundente (Bucureşti, Dej, Tg. Mureş, Iaşi etc.). Apele freatice, de adîncime şi cele carstice rămîn însă preferate de populaţie (alimentările din Bucureşti, Cluj, Craiova, Suceava, Sighetu Marmaţiei, Galaţi, Timişoara etc.).

Între realizările de seamă privind alimentările cu apă potabilă şi industrială amintim pe cele ale Bucureştiului (ape freatice, de adîncime, din Argeş, Dîmboviţa), ale Reşiţei (din Bîrzava, izvoarele Timişului, Nerei, v. fig. 125), ale Băii Mari (v. fig. 104), ale Iaşului (din Conul Ozanei, din puţuri, din Prut), ale litoralului (din surse de ape carstice — Caragea-Dermen, Biruinţa), ale Craiovei (din puţuri de mal şi conducta de apă carstică de lîngă Tismana — (v. fig. 129), ale Clujului (din puţuri de luncă şi lacul de acumulare Gilău — în 1973), ale Braşovului (din Timiş şi Tîrlung) etc.

Creşterea alimentării cu apă a industriilor faţă de consumul populaţiei este mult mai rapidă; cifrele oglindesc mai bine ca orice marile realizări din ţara noastră în domeniul creşterii capacităţii industriale. Astfel, utilizările în acest domeniu au crescut de la 1,32 miliarde m^3 la 6,0 miliarde m^3 numai în perioada 1960—1970 (v. fig. 61). Rolul acestor utilizări poate fi apreciat şi în circuitul general normal al apei din ţara noastră, la nivelul anului 1970 (v. fig. 63).

Resursele consumate la irigaţii. Creşterea productivităţii agricole şi stabilitatea producţiei anuale este dependentă, în mare măsură, de asigurarea unui regim hidric optim în diferitele perioade de dezvoltare a plantelor. Grînarele principale ale ţării se află în sudul şi vestul ţării, în regiuni de cîmpie cu căldură multă şi cu precipitaţii reduse. (În anii secetoşi cantitatea de ploaie căzută este sub 300 mm situîndu-se sub necesitatea biologică a plantelor). Normele de irigaţie variază în Cîmpia Română şi Cîmpia de Vest în jur de 3 000—4 000 m^3/ha/an, iar în Podişul Transilvaniei, datorită altitudinilor mai mari şi precipitaţiilor mai abundente, scade la 1 200 — 3 000 m^3/ha/an.

Suprafaţa tehnic irigabilă a ţării se apreciază la 7,4 mil. ha, deci la aproximativ 50% din fondul agricol. Irigarea acestei suprafeţe ar necesita circa 22 km^3 apă/an. Datorită însă reliefului fragmentat din regiunile de dealuri şi podiş, irigaţiile sînt economice pe o suprafaţă de 5,36 mil. ha (149), ceea ce necesită un volum mediu de circa 16—17 km^3/an. Din suprafaţa totală circa 2 mil. ha vor fi irigate din Dunăre (apa necesară 7 km^3), iar din rîurile interioare se vor consuma anual, în mod ireversibil, circa 10 km^3 (circa 1/3 din disponibil). Aceste resurse vor fi extrase foarte convenabil din cursul inferior al rîurilor mari, cum sînt: Crişurile (283 000 ha), Mureşul (226 000 ha), Timişul (220 000 ha), Oltul (361 000 ha), Argeşul (350 000 ha), Ialomiţa (371 000 ha), Siretul (6 740 000 ha), Prutul (200 000 ha), iar din ape subterane este posibilă irigarea a circa 200 000 ha, cu caracter local.

În ţara noastră metoda cea mai răspîndită de irigare, care se dovedeşte cea mai economică (v. tabelul 24), este cea realizată prin aspersiune (circa

TABELUL 24

Extinderea suprafeţelor irigate în perioada 1938—1970 (149)

	1938	1944	1950	1957	1965	1968	1969	1970
Irigat total (mii ha)	15,4	18,8	42,5	200	230	530	624	731
Prin aspersiune (%)	—	—	—	45%	52	89	79	80

80—90%). Creşterea rapidă a suprafeţelor irigate în perioada 1957—1970, este rezultatul amenajării unor unităţi mari cu precădere în lunca şi pe terasele Dunării. Mai ales în anii noştri sînt organizate o serie de unităţi deosebit de extinse, ca sistemul Carasu (174 000 ha), terasa Brăilei (71 000 ha), Jegălia (20 400 ha), Gălăţui-Călăraşi (84 000 ha), Giurgiu-Răzmireşti (177 000 ha), Calafat-Băileşti(49 700 ha), Piteroiu-Ştefan cel Mare (55 000 ha) etc. Ele vor fi urmate de alte sisteme mai ales în Cîmpia Română şi în Cîmpia de Vest (de ex. Aradul Nou-Şag — 8 000 ha). Irigaţiile din Podişul Tran-

silva niei şi Moldovei se rezumă la unităţile din lunci, deşi în viitor, o dată cu extinderea culturilor terasate, va fi posibilă şi irigarea coastelor de dealuri.

Piscicultura şi pescuitul. Baza piscicolă şi de pescuit a ţării a fost reprezentată pînă nu de mult de lunca, bălţile şi Delta Dunării, de unde s-a extras 65—70% din producţia totală (înainte de amenajarea agricolă a luncii). O dată cu schimbarea funcţiei economice a luncii şi bălţilor, baza principală a rămas Delta Dunării şi lacul Razelm, iar creşterea producţiei de peşte este realizată prin extinderea pescuitului marin şi oceanic. Pescuitul din rîurile şi lacurile interioare creşte treptat o dată cu amenajarea unor

TABELUL 25

Lacurile de acumulare principale cu utilizări diverse (64).

Lac	Bazin hidrografic	Supraf. (ha)	Volum ($10^6 m^3$)	Profil de utilizare	Anul înfiinţării
Gilău	Someşul Mic	85	4,4	Al; At	1971
Leşu	V. Iadului	137	27,1	Al, He	constr.
Tăuţ	Cigher	240	14,3	Al; At	1970
Vida	Vida (Crişuri)	...	0,4	M	
Cinciş (Teliuc)	Cerna	261	43,5	Al; At	1964
Secul	Bîrzava	101	14,4	Al; At	1963
Buhui	Buhui (Caraş)	9	0,5	Al	1908
Trei Ape	Timiş	45	14,8	Al	1970
Valea cu Peşti	Jiu	32	6,0	Al	
Rovinari	Jiu	1 100—3 000	100,0	At	1968
Bălan	Olt	16	0,5	Al	1965
Buftea	Colentina	307	10,0	Al, At	1937
Mogoşoaia	Colentina	103	2,3	Al, At	1936
Străuleşti	Colentina	40	0,7	Al	constr.
Băneasa	Colentina	40	0,6	Ag	1937
Herăstrău	Colentina	77	2,3	Ag	1937
Floreasca	Colentina	70	1,6	Ag	1937
Tei	Colentina	80	2,0	Ag	1937
Pantelimon II	Colentina	260	11,3	Al	constr.
Cernica	Colentina	341	7,0	Al	
Paltinu	Doftana	157	50,0	Al, He	constr.
Dragomirna	Dragomirna (Siret)	120	6,2	Al	1968
Belci	Tazlău	240	12,0	Al	1963
Poiana Uzului	Uz	334	90,0	Al, He	constr.
Podu Iloaiei	Bahlueţ	150	19,6	At. Ir	1963
Cucuteni	Morişca (Jijia)	118	8,4	At. Ir	1964
Ciurbeşti	Ciurea (Nicolina)	171	6,0	At, Ir	1963
Ezăreni	V. Ursului (Nicolina)	56	1,9	At, Ir	1963
Aroneanu	Ciric (Bahlui)	76	3,1	At, Ir	1963
Chirita	V. Lungă (Bahlui)	150	5,0	At, Ir, Al	1965
Cocoşu II	Carasu (Dobrogea)	97	0,4	At, Ir	1952
Peceneaga	Peceneaga (Dobrogea)	105	1,6	At, Ir	1958
Traian	Cerna (Dobrogea)	105	1,2	At, Ir	1961
Gherghina	Tortoman (Dobrogea)	64	1,6	At, Ir	1961
Seimenii Mici	Tibrin (Dobrogea)	120	2,8	At, Ir	1951
Ciobanu	Topolog (Dobrogea)	160	7,7	At, Ir	1961

*(*Al* — alim. apă; *At* — atenuarea viiturilor; *M* — interes minier; *He* — hidroenergie; *Ag* — agrement *Ir* — irigaţii) (64).

serii de iazuri, eleştee, care deservesc cerinţele locale. Ele se dovedesc deosebit de eficiente din punct de vedere economic (cca. 10 000 lei/ha/an). În rîurile din regiunea muntoasă se pescuiesc, în special, salmonidele, iar în cele de dealuri şi de cîmpie cuprinidele. Numărul lacurilor care prezentau interes piscicol a fost în anul 1968 de 1 098, cu o suprafaţă de 35 745 ha şi un volum total de 420,1 mil m³ Pentru viitor se prevede extinderea amenajărilor şi modernizarea bazelor piscicole interioare în Deltă şi în eleşteele cu productivitate sporită din lunca Dunării. Debitele totale utilizate pentru piscicultura internă ajung la 300 mc/s.

Exploatarea stufului este o ramură economică specifică Deltei Dunării, unde se află şi cea mai extinsă zonă compactă stuficolă de pe glob (260 000ha). În total, cu resursele din alte regiuni ale ţării, stuful ocupă o suprafaţă de 360 000 ha. Stuful este exploatat mai ales în Deltă unde producţia anuală variază în jur de 10—15 t ha, dar în incinte organizate ajunge la 20—25 t. El substituie cu succes lemnul în producţia de celuloză şi de materiale de construcţii.

Balastiere. În lungul rîurilor carpatice se observă o sortare naturală a aluviunilor de la cele grosiere spre cele fine. Astfel, în lungul rîurilor se pot întîlni sectoare cu pietriş şi nisip de dimensiuni diferite în cantităţi practic nelimitate. Ele sînt utilizate intens în construcţii. În anul 1966 au existat în ţara noastră 658 de balastiere, a căror producţie a atins 17,4 mil. m³ de nisip, pietriş, bolovăniş. Această cifră transformată în unităţi de greutate corespunde, aproximativ, debitului mediu de aluviuni în suspensie de pe tot teritoriul României (35 mil. t/an).

Amenajări de agrement. Majoritatea lacurilor de acumulare, cu excepţia acelora care servesc ca bazine de retenţie pentru apă potabilă, sînt folosite în scop de agrement. Extinderea mare a amenajărilor pe rîul Colentina are exclusiv acelaşi scop. Pe lacurile mai mari de acumulare este organizată chiar şi navigaţia locală, cum sînt Izvorul Muntelui, Vidraru, Strîmtori Firiza etc.

■

Coordonarea folosirii şi realizarea lucrărilor corective, de ameliorare, fac parte din politica statului nostru pentru utilizarea şi amenajarea apelor în economia naţională. Elaborarea unor proiecte pe măsura necesităţilor tuturor departamentelor interesate necesită o înţelegere ştiinţifică profundă şi o coordonare centralizată puternică.

BCU IAŞI/CENTRAL

PARTEA A DOUA
Hidrografia regională a României

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XIV

Marea Neagră

În partea de sud-est, țara noastră este mărginită pe o distanță de 245 km de Marea Neagră, denumită în antichitate de către greci Pontus Euxinus (Marea primitoare). Ea a jucat aproape în toate timpurile un rol economic deosebit în istoria poporului român.

Suprafața Mării Negre este de 413 488 km² fără Marea Azov, care îi aparține de fapt și care poate fi considerată ca un imens golf, cu o suprafață de 38 000 km². Volumul de apă din depresiunea Mării Negre este de 529 950 km³, adîncimea sa medie atinge 1 282 m, iar cea maximă, care se află aproximativ în centrul geometric al depresiunii, 2 258 m (după datele mai vechi 2 211 și — 2 245 m).

Marea Neagră este una dintre mările intracontinentale cele mai tipice de pe globul pămîntesc. Evoluția sa geologică este strîns legată de paleogeografia zonei marginale sudice a marii platforme sarmatice și de regiunile orogenetice ale Carpaților, Balcanilor, Anatoliei și Caucazului, care au separat-o de Marea Mediterană. Ultima legătură între cele două mări s-a restabilit abia cu 6 000—7 000 de ani în urmă, prin îngusta strîmtoare de la Bosfor, prin Marea Marmara și Dardanele.

Continentalitatea mării se datorește aportului mare de ape fluviatile, care sînt colectate de pe o suprafață de 2 400 734 km² (14) și care îi imprimă un regim hidrologic, hidrochimic și hidrobiologic specific, aparte de particularitățile Oceanului Planetar.

Privită în ansamblu, configurația fundului marin este simplă, observîndu-se o treptată adîncire a depresiunii pînă la centrul său geometric. Singurul element de relief de fund, care are o extensiune mai mare, este platforma continentală, șelful, care constituie circa o treime din depresiune. Aceasta se extinde mai ales la nord-vest de linia care unește imaginar capul Tarhankut al peninsulei Crimeea cu capul Kaliakra, din zona litorală bulgară. Brîul platformei continentale se continuă și în partea sud-vestică și sudică a depresiunii, pînă la capul Baba din Turcia, avînd însă o extensiune mai redusă (lățimea în general sub 50 km). Prezența ei nu este semnalată în partea estică a depresiunii, unde adîncimile povîrnișului continental cresc rapid pînă la 1 000 — 1 500 m. Astfel, fundul mării din dreptul țărmului românesc este caracterizat prin prezența platformei continentale, (cu adîncimi max. 200 m) dezvoltată pînă la o distanță de circa 200 km în dreptul Deltei Dunării și în jur de 80—90 km în dreptul localității Vama Veche, la granița cu R.P. Bulgaria. Singura insulă structurală din Marea Neagră

Insula Şerpilor (U.R.S.S), se găseşte pe această platformă. Restul micilor insule, dintre care cea mai mare este Insula Sahalin, din dreptul gurii braţului Sf. Gheorghe, se formează pe cale acumulativă, din aluviunile aduse de Dunăre şi de curenţii marini.

ŢĂRMUL ROMÂNESC AL MĂRII NEGRE

Ţărmul românesc se întinde de la braţul Musura din Delta Chiliei (la graniţa cu U.R.S.S.) pînă la Vama Veche (la graniţa cu R.P. Bulgaria).

Prin caracterele sale specifice, genetice, ţărmul poate fi împărţit în două sectoare: la nord de capul Midia domină formele acumulative, deltaice,

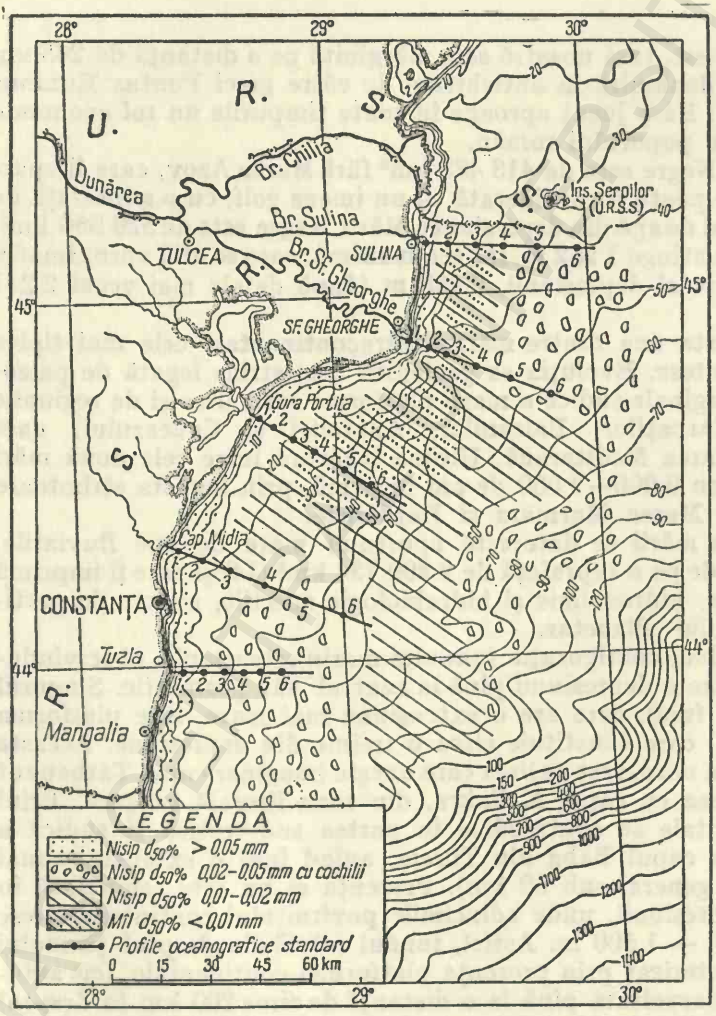


Fig. 64. Ţărmul românesc şi adîncimile în dreptul lui. Structura litologică a fundului mării după I.M.H. (280)

iar la sud de acest punct ţărmul capătă un caracter structural, modelat sub formă de faleză în urma acţiunii abrazive a mării în rocile calcaroase, gresoase, dominant sarmatice, acoperite la rîndul lor cu un strat gros de loess.

Lungimea sectorului acumulativ al ţărmului românesc este de 143 km (65% din lungimea totală a liniei de ţărm). Formele acumulative de ţărm, cordoanele litorale, sînt construite din aluviuni dunărene şi litorale transportate la sud de curenţii marini. Prin sedimentare, ele au obţinut forme mai mult sau mai puţin alungite în direcţia rezultantelor de acţiune ale apelor Dunării pătrunse în mare şi ale curenţilor marini şi se ridică abia cu 1—2 m deasupra nivelului mării, de la distanţă apărînd ca nişte fîşii lungi de limbi de nisip ; în dreptul Deltei Dunării ele se suprapun adeseori cu insulele de nisip mai extinse şi consolidate — grindurile (fig. 64).

Cordoanele litorale nu sînt formaţiuni permanente. Ele sînt supuse periodic acţiunii de abraziune a valurilor şi eroziunii curenţilor modificanţi, indicînd întotdeauna echilibrul dinamic momentan dintre acumulare şi abraziune.

În urma acestui proces de modelare, ţărmul acumulativ înregistrează variaţii de seamă pe sectoare în decursul unui an, al unui deceniu sau chiar secol.

Sectorul cu o permanentă înaintare a ţărmului este zona frontală a Deltei Chiliei, care pătrunde în mare cu 80—90 cm, în fiecare an. În „zona de adăpostire" creată de ea se formează în golful Musura o nouă lagună, deocamdată slab conturată. Din cauza avansării rapide a frontului Deltei Chiliei, la sud nu se mai pot consolida grindurile şi cordoanele litorale. Formaţiunile acumulative existente sînt distruse uşor în timpul vînturilor puternice care bat din direcţia est-sud-est. Între anii 1950 şi 1957 de exemplu cordonul litoral pe acest sector a dispărut împreună cu o parte a micii aşezări Cardon, iar legătura pe uscat dintre satele de pe grindul Letea şi Sulina a fost întreruptă.

La sud de Sulina situaţia este asemănătoare, în parte probabil din cauza efectului de protecţie a digului de la Sulina, care pătrunde în mare pînă la o distanţă de 7 km şi deviază curenţii marini spre larg. Astfel, în zona gîrlei Impuţita, în urma abraziunii, ţărmul a regresat în ultimii 50 de ani cu peste 2 000 m, adică în medie cu 43 m/an. Ţărmul este mai consolidat în dreptul grindului Sărăturile, pentru a deveni din nou regresiv la sud, spre Zaton-Gura Portiţei-gura Periboina-nordul grindului Chituc.

Spre sud de Capul Midia — cel mai înalt punct al litoralului — pe o distanţă de 85 km, domină sectorul ţărmului structural. Privit de la distanţă, ţărmul se ridică brusc din mare cu diferenţe de nivel care ating în medie 20—35 m. Acest aspect este însă întrerupt de o serie de golfuri reliefale, larg deschise spre mare, în care falezele urmăresc direcţia de scurgere a unor văi dobrogene. Aici sînt cantonate limanurile marine Taşaul, Techirghiol, Agigea, Tatlageac, Comorova şi Mangalia. Lacul Siutghiol, după cum se ştie, este un lac mai mult carstic. Geneza acestor lacuri, izolate de mare prin cordoane litorale, a fost conturată de C. Brătescu, care a stabilit patru faze caracteristice în formarea lor: a) faza de vale de rîu, sculptată în suportul loessului, urmărind înşeuările plăcii sarmatice, în care se adîncesc meandrele, cu un climat ploios ; b) faza cu climat stepic (interglaciarul Würm I, Würm II) cînd are loc depunerea loessului, iar rîurile au un debit

scăzut sau seacă ; c) faza cînd Dobrogea suferă o mişcare de lăsare şi văile rîurilor (bazinul inferior) sînt invadate de apele mării şi devin limane ; d) faza formării perisipurilor şi izolării de mare a limanurilor. Această acţiune are loc datorită curenţilor litorali.

Este interesant de amintit, că proveniența materialului din cordoanele litorale şi plaje îşi lasă amprenta în caracterul lor granulometric : astfel cele aflate la nord de Constanţa, provenite mai ales din aluviuni dunărene, sînt fine, (dominînd cele cu diametrul sub 0,5 mm), iar cele din sud rezultate din materialul abradat din ţărmul structural, sînt mai grosiere, variind între 0,5 şi 3 mm.

Fundul Mării Negre, în dreptul litoralului românesc, este constituit din sedimente fluvio-marine şi marine, faciesurile schimbîndu-se de la nord la sud şi de la ţărm spre largul mării.

Depozitele fluviatile au o răspîndire maximă în dreptul gurilor de vărsare ale Dunării, unde fluviul îşi construieşte intens şi în permanenţă delta submarină. Totodată însă, aluviunile mai fine dunărene (în general între 0,01 — 0,25 mm) sînt transportate la mari distanţe, spre sud, de către curenţii marini care prin sedimentare formează un facies mîlos, pînă la sud de latitudinea oraşului Constanţa (v. fig. 64). Lăţimea acestei zone de sedimentare în larg, unde intensitatea depunerilor de aluviuni dunărene depăşeşte pe cea maritimă autohtonă, atinge 30—35 km (v. fig. 64). Peste limitele faciesului mîlos dunărean, fundul mării este constituit dintr-un facies cochilifer, autohton. Rocile de bază se ivesc pe o suprafaţă restrînsă, de circa 30—50 km în larg, socotit de la Techirghiol.

În urma efectului de sortare granulometrică a sedimentelor de către valuri şi a transportului mîlurilor de curenţi, în zona ţărmului acumulativ, cu extensiune pînă la Constanţa, se poate urmări o fîşie nisipoasă pînă la adîncimi de 15—20 m cu componenţi în jur de 0,05—1,5 mm diametru.

CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE APEI MĂRII NEGRE

Cercetările întreprinse asupra însuşirilor fizico-chimice ale maselor de apă din Marea Neagră au dovedit că acestea au o serie de particularităţi proprii în comparaţie cu acelea ale apelor Oceanului Planetar sau chiar şi faţă de apele mediteraneene. Aceste abateri se datoresc poziţiei intracontinentale a mării, afluxului foarte bogat de ape carbonatate, transportate de rîuri spre mediul de bază şi amestecului cu masele de apă levantine care pătrund prin Dardanele şi Bosfor din Marea Mediterană. Compoziţia chimică a celor două surse de apă este profund diferită, după cum se poate observa prin compararea apelor continentale cu cele marine (tabelul 26).

TABELUL 26

Compararea compoziţiei chimice a apelor continentale, a Mării Mediterane şi a Mării Negre

		Cl^-	Br^-	SO_4	HCO_3	$Na^+ + K^+$	Ca^{++}	Mg^{++}
Apele continentale	%	5,00	—	7,10	63,0	4,90	15,20	4,80
Marea Medit. (Marseille)	%	55,12	0,8	7,89	0,20	31,73	1,23	3,65
Marea Neagră	%	55,12	0,18	7,47	0,46	31,62	1,41	3,74

Astfel, în timp ce în apele provenite dinspre uscat elementele dominante sînt hidrocarbonaţii, calciul şi magneziul, rezultaţi din dizolvarea rocilor continentale, în mare domină ionii de clor (55,12%), de natriu şi potasiu (31,62%) şi de sulfaţi (7,47%) elemente de bază întîlnite în general în mări şi oceane. Datorită însă influenţei mari a apelor continentale care alimentează marea, se observă o creştere de peste două ori a unor elemente în Marea Neagră faţă de Marea Mediterană şi anume a cantităţii hidrocarbonaţilor, a ponderii calciului, magneziului şi totodată o scădere a procentajului natriului şi potasiului, precum şi al sulfaţilor.

Prin urmare, va suferi modificări şi ecuaţia de calcul a salinităţii totale pe bază de determinări de clor (după A. M. Arbuzov):

— ecuaţia valabilă pentru oceane: $S^0/_{00} = 0{,}030 + 1{,}8050\ Cl$

— ecuaţia valabilă pentru M. Neagră: $S^0/_{00} = 0{,}255 + 1{,}7935\ Cl$

Salinitatea apei (g/l sau $^0/_{00}$) variază, de asemenea, între limite largi, atît la suprafaţă cît şi în adîncime. În Marea Neagră se diferenţiază de fapt două tipuri de bază de mase de apă: în fund stagnează apele levantine provenite din Marea Mediterană, cu salinitate ridicată (în jur de 20—22 $^0/_{00}$) deasupra cărora plutesc apele mai îndulcite, cu o salinitate în jur de 15—19$^0/_{00}$.

În repartizarea zonală a salinităţii de suprafaţă se poate observa că în partea de nord şi vest, datorită aportului mai mare al apelor continentale, salinitatea este mai redusă. În aceste părţi ale Mării Negre, salinitatea scade sub 18$^0/_{00}$ în golful Odessei, iar în zona de vărsare a Dunării ajunge sub 15$^0/_{00}$. În partea sudică a acvatoriei Mării Negre temperatura aerului şi evaporaţia sînt mai ridicate, afluxul apelor continentale fiind mai redus decît în nord. Prin urmare, aici vom întîlni mase de apă cu salinitate ceva mai ridicată, în jur de 18—19$^0/_{00}$ (fig. 65).

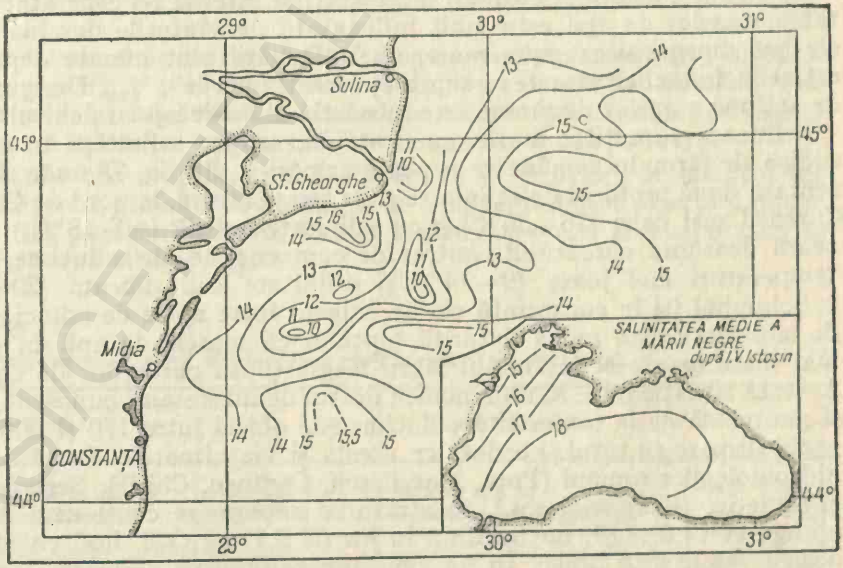


Fig. 65. Salinitatea apei în dreptul ţărmului românesc şi în ansamblu (276,79).

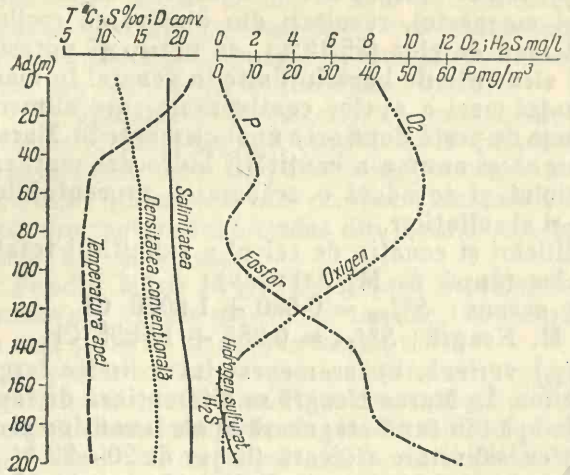


Fig. 66. Variația unor elemente și a conținutului de gaze cu adîncimea în Marea Neagră (79).

În zona litoralului românesc se resimte puternic influența apelor Dunării, care în condițiile dinamice, specifice zonei de vărsare, determină o puternică variație, atît a salinității cît și a compoziției chimice. Masele de apă dunărene influențează hidrochimismul mării pînă la o distanță de 50—100 km de la țărm spre larg și pînă la latitudinea sudică de graniță. În apropierea Deltei, apele se mențin aproape dulci, însă la distanța de 1—2 km de la țărm, salinitatea atinge în mod normal 12‰. Apele îndulcite plutesc la suprafața mării într-un strat de 1—3 m grosime, și au o densitate convențională de 8—15 (cu amplitudini de 2—4); la adîncimi mai mari, densitatea apei crește pînă la 25‰.

În ultimele decenii, ca urmare a cercetărilor intense s-a constatat că varietatea maselor de apă este mult influențată de vînturile dominante. Cînd ele bat dinspre uscat spre mare, apele Dunării sînt mînate departe spre est, reducînd salinitatea de la suprafața mării pînă la 4 ‰. Desigur că sfera de acțiune a apelor dunărene este în relație dinamică și cu debitul fluviului.

Influența curenților marini, mai stabili, asupra salinității în sectoarele sudice ale țărmului românesc, se poate urmări și din fig. 75 unde sînt reprezentate două profiluri de salinitate și de temperatură, la nord de Constanța. Curenții mai calzi (25—26°C) și cu salinitate redusă (sub 18‰) se localizează deasupra curentului contrar de compensație, de adîncime, care are temperaturi mai joase (9—14°C) și salinitate mai ridicată (20—22‰).

Schimbul (și în consecință cel de oxigen) între apele de adîncime și cele de suprafață este redus datorită faptului că masele de apă cu densitate mai mare se găsesc la fundul Mării Negre (lipsa curenților de convecție). Această situație duce la un fenomen destul de interesant, cunoscut de mult, și anume că de la o anumită adîncime (de obicei între 170 și 200 m) oxigenul dispare cu totul și o dată cu acesta și viețuitoarele. După cercetările hidrobiologilor români (Pora, Gavrilescu, Cărăușu, Chirilă, Șerpoianu, ș.a.) și sovietici (Knipovici ș.a.), în straturile superioare conținutul de oxigen ajunge la 14,9 mg/l, media fiind în jur de 9,1 mg O_2/l, însă cu adîncimea aceste valori scad brusc. În fig. 66 se poate observa preluarea locului oxigenului, la adîncimi mai mari, de hidrogenul sulfurat (H_2S), a cărui canti-

tate creşte spre fund. Această zonă este accesibilă numai bacteriilor anaerobe.

Menţionăm însă că oceanografii sovietici (79) nu sînt de acord cu stagnarea completă a maselor de apă de la fundul Mării Negre, dovedind că în nordul acvatoriei apele răcindu-se în mare măsură, densitatea apelor la suprafaţă creşte mult creîndu-se unele condiţii pentru scufundarea maselor de apă. De asemenea, masele de apă care sosesc în permanenţă prin Bosfor în Marea Neagră, cu o salinitate ridicată (în jur de 26 $^0/_{00}$ şi temperatura în jur de 13° C), completează mereu volumul maselor de apă levantine de la fund; deci dacă presupunem un echilibru stabil între acestea şi apele îndulcite de la suprafaţă, atunci presupunem şi un schimb oarecare între ele. Aceste schimburi însă nu au o intensitate atît de mare încît să asigure alimentarea cu oxigen a maselor de apă din adîncime. Pe de altă parte, schimburile care ar putea exista în partea estică a acvatoriei nu pot influenţa echilibrul existent în zona litoralului românesc, unde contrastele dintre masele levantine şi apele îndulcite de la suprafaţă sînt cele mai accentuate, din cauza aportului apelor dunărene, deci a salinităţii reduse.

În variaţia salinităţii se observă şi periodicităţi intraanuale. Salinitatea medie cea mai ridicată în zona litoralului (17—18 $^0/_{00}$) se observă de obicei toamna şi iarna, cînd debitele Dunării sînt cele mai reduse, iar minimele (în jur de 12 $^0/_{00}$) apar în timpul apelor mari ale fluviului şi anume în aprilie şi mai. Aceste variaţii intense însă afectează numai stratul superior de 2—5m. La adîncimi mai mari, variaţiile sînt mai reduse, salinitatea medie rămînînd aproape permanent peste 17 $^0/_{00}$. Spre sud, o dată cu scăderea influenţei apelor dunărene, scad, de asemenea, şi amplitudinile de variaţie ale salinităţii.

REGIMUL TERMIC ŞI DE ÎNGHEŢ AL MĂRII NEGRE

Regimul termic şi de îngheţ al Mării Negre este determinat de o mulţime de factori, cum sînt: căldura primită de la Soare—radiaţia efectivă, evaporaţia de pe suprafaţa mării, schimbul de căldură prin contact cu atmosfera şi efectul caloric al apelor curgătoare care se varsă în mare.

După datele observaţiilor, publicate de V. V. Şuleikin, în bilanţul termic al mării, rolul principal le revine, pe de o parte, radiaţiei directe şi difuze, iar pe de altă parte schimbului termic dintre aer—apă şi evaporaţiei de la suprafaţă (v. tabelul 27).

TABELUL 27

Bilanţul termic anual al Mării Negre (pe 1 cm²) (după V. V. Şuleikin)

Căldura primită	Cal.	%	Căldură cedată	Cal.	%
Radiaţia directă şi difuză	82 000	88,2	Evaporaţia apei	71 000	76,3
Schimb termic aer-apă	11 000	11,8	Schimb termic apă-aer	22 000	23,7
	93 000	100		93 000	100

Temperatura medie anuală a apei în sectorul românesc al Mării Negre variază în jur de 12—14°C, depăşind cu 2—3°C temperatura medie a aerului.

În timpul iernii, în nordul Mării Negre domină masele reci de aer continental. Destul de frecvente sînt cazurile cînd temperatura apei scade sub 0°C, atingînd — 1°C în zona litorală şi în jur de 0°C la 30—50 km distanţă de ţărm. În iernile deosebit de aspre (1928—1929, 1953—1954) se formează în golful Odessei şi în zona ţărmului românesc, pînă la o distanţă de 15—20 km de la mal, straturi de gheaţă marginală cu o grosime în jur de 15—20 cm (v. fig. 67). Sloiurile plutitoare care se găsesc la marginea „banchizei" de gheaţă sînt transportate de către curenţii marini departe spre sud. Spre centrul mării, în schimb, domină iarna masele de apă mai calde, care ating în medie circa 6—9°C. În iernile mai blînde nici în zona ţărmului românesc nu scade temperatura apei sub 0°C, iar fenomenele de îngheţ lipsesc. Absenţa lor totală se observă în 30—40 de cazuri în decursul a 100 de ani.

Perioada cu bilanţul termic pozitiv are loc între lunile martie-august, cînd acesta îşi schimbă sensul. În luna mai temperatura apei la suprafaţă atinge în medie 13°C, crescînd treptat pînă în luna iulie, cînd media lunară ajunge la 24—25°C în zona litorală şi pînă la 22°C în partea centrală a mării. Această diferenţă se datoreşte influenţei uscatului, care se încălzeşte mai puternic şi cedează căldura apei în zona tangentă cu el (pînă la 5—10 m adîncime). În luna august, situaţia se menţine aproape identică cu cea din iulie (fig. 68); scăderile esenţiale a temperaturii se observă abia în septembrie.

Stratificaţia termică a Mării Negre este cea mai accentuată în perioada caldă a anului. Încălzirea apelor se observă însă numai în stratul superficial de 25—50 m (stratul activ), în care diferenţele de temperatură ating în iulie 15°C. La adîncimi mai mari de 100—150 m, temperatura apei rămîne constantă în tot timpul anului, în jur de 8,1—9,1°C, coincizînd cu temperatura apei de la suprafaţă din perioada cea mai rece a iernii (situaţie similară cu cea observată în Marea Mediterană şi Marea Roşie).

Homotermia din martie se transformă rapid în stratificaţie directă, iar adîncimea încălzirii rămîne mică (stratul superficial de 15—20 m). Din iulie-august începe răcirea de la suprafaţă, dar schimbul termic cu straturile mai adînci continuă şi în septembrie şi octombrie, cînd încălzi-

Fig. 67. Repartiţia fenomenelor de îngheţ în anii cu ierni continentale accentuate în dreptul ţărmurilor Mării Negre (276).

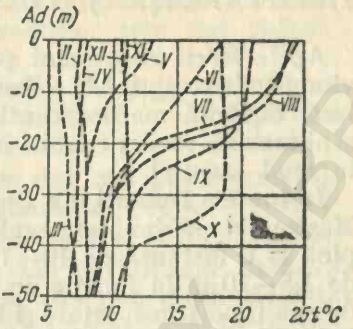


Fig. 68. Variaţia temperaturii apei Mării Negre cu adîncimea. Medii lunare. (1955-1.C.P).

rea maximă (de circa 17—18°C) atinge adîncimile cele mai mari (35—40 m). Revenirea la starea de iarnă se face abia prin homotermia de la sfîrşitul lui noiembrie — începutul lui decembrie (fig. 68).

Adîncimea maximă a încălzirii apelor în perioada de vară şi respectiv a răcirii lor iarna, îşi lasă amprenta asupra regimului termic timp de 8—10 luni după fenomenul respectiv, datorită inerţiei schimbului termic reprezentat de mediul acvatic. O bună ilustrare a acestui fenomen ne poate oferi stratificarea termică dintre anii 1952 şi 1954. Vara anului 1954 a fost mai călduroasă decît vara anului 1952, însă la adîncimi mai mari de 15 m, temperatura apei în 1954 a fost cu 4—6°C mai scăzută decît în 1952. Aceasta se explică prin faptul că iarna 1953—1954 a fost deosebit de aspră.

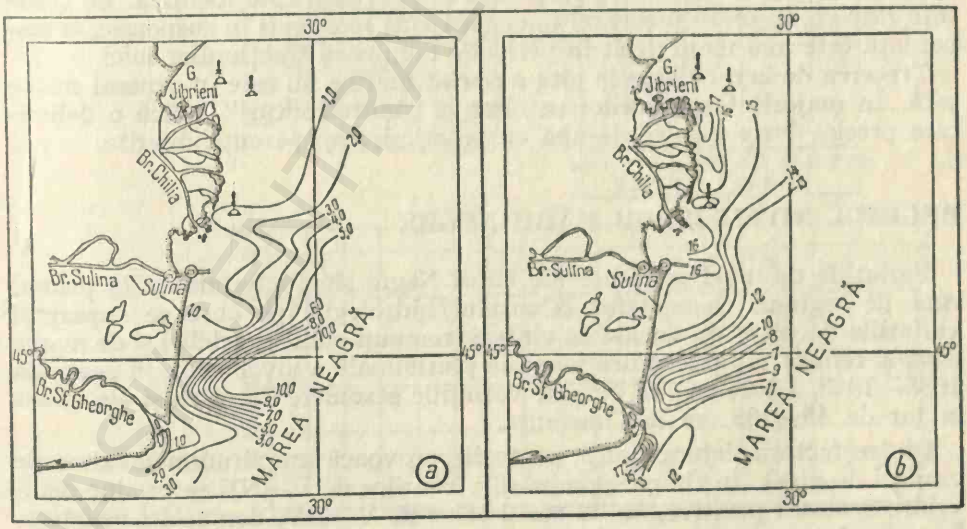


Fig. 69. Influenţa apelor dunărene asupra transparenţei (*a*) şi culorii apei (*b*) Mării Negre (276).

TRANSPARENȚA ȘI CULOAREA APEI

Apele Mării Negre sînt puternic transparente, discul lui Secchi observîndu-se în larg pînă la adîncimea de 20—30 m. În zona litoralului românesc însă, datorită marilor cantități de aluviuni dunărene aflate în suspensie și abraziunii rocilor friabile în sectorul falezelor, transparența apei se reduce în mod esențial.

În brațele Dunării din Deltă, transparența apei este de circa 0,5—0,8 m. Masele de apă dunărene, galbene de aluviuni, pătrunzînd în mare de obicei pînă la o distanță de 10—15 km, provoacă o transparență redusă, în jur de 1,5—10 m în funcție de sistemele fracționare de amestec. Aceste mase de apă fiind transportate și împrăștiate în evantai departe spre sud, contribuie chiar și la latitudinea Mangaliei la scăderea transparenței, care la țărm este în jur de 6 m, dar spre larg crește pînă la 16 m.

Culoarea apei variază de la cea albastră-verzuie (scara internațională, V—VI) la cea verzuie-albăstruie (VII—VIII), verzuie (IX—X), verzuie-gălbuie (XI—XII), gălbuie-verzuie (XIII—XIV), galben închis (XV—XVI) și chiar brună-gălbuie (XVII—XVIII). Desigur, culorile scării internaționale între gradele XIII și XVIII sînt puternic influențate de aluviunile dunărene în suspensie, ele localizîndu-se mai ales în zona de vărsare a fluviului și spre sud, în zona de țărm. La sud de Capul Midia, de obicei domină apele marine verzui și verzui-albăstrui (VII—X). Culorile albăstrui-verzui și verzui-albăstrui domină mai ales în timpul apariției „holodnicului" sau în cazul unor curenți proveniți dinspre largul mării. Periodicitatea acestora nu este stabilită suficient de exact, însă s-a observat că în zona de vărsare a Dunării există o legătură între direcția vînturilor și culoarea apei. În timpul vînturilor care bat dinspre uscat, masele de apă galbene, dunărene, pătrund spre larg, iar în cazul invers, apele gălbui-verzui se localizează în apropierea fîșiei de țărm. Desigur, între culoarea apei și transparență există o strînsă legătură deoarece cauza care le provoacă este identică. Se constată însă că, în cazul prezenței unor particule mai mari în suspensie, transparența este mai mare decît în perioada dominării fracțiunilor mici.

Trecerea de la o culoare la alta a apelor marine nu este în general nuanțată. În majoritatea cazurilor se observă „hidrofronturi", adică o delimitare precisă între masele de apă cu culori și transparență diferite.

REGIMUL NIVELURILOR MĂRII NEGRE

Variațiile de nivel periodice ale Mării Negre sînt determinate în primul rînd de regimul elementelor bilanțului hidrologic, pe care se suprapun variațiile de nivel provocate de vînturi (remuuri eoliene, seiche) și de maree (flux și reflux). Amplitudinea maximă plurianuală a nivelurilor, în perioada 1935—1943, a fost de 113 cm, iar variațiile sezoniere au atins și ele valori în jur de 45—105 cm la Constanța.

Dintre factorii determinanți, vînturile provoacă amplitudini maxime de variații de nivel. În timpul dominării vînturilor de E—NE se produc denivelări, remuuri pozitive, iar în cazul celor de V—NV, denivelări negative. În primul caz se acumulează mase de apă importante în zona de țărm, producînd ridicarea nivelurilor cu 80—100 cm la Vîlkov — URSS (perioada

de observaţie: 1945—1960), 53 cm la Sulina, 80 cm la Constanţa. În cazul denivelărilor negative, scăderea maximă a nivelurilor este mai redusă, de circa 40—60 cm.

Dependenţa creşterilor şi descreşterilor nivelurilor de acţiunea eoliană de viteza şi direcţia vîntului, este sintetizată în graficul de corelaţie din fig. 70.

Variaţiile periodice diurne provocate de maree sînt mai puţin perceptibile datorită caracterului închis al acvatoriei maritime. Ele au o amplitudine care variază în jurul a 8—12 cm, cu o perioadă medie de 12 h, 25 min.

Seichele, variaţiile periodice de pendulare a maselor de apă datorită vînturilor şi diferenţelor de presiune atmosferică, sînt mai puţin studiate pentru sectorul românesc. Unele variaţii periodice există totuşi în timpul vînturilor puternice, după cum se reflectă în curba sinusoidală din fig. 70.

Variaţiile periodice de nivel ale Mării Negre, considerate de „bază", se datoresc însă regimului elementelor bilanţului hidrologic, dintre care cele mai importante sînt cele cuprinse în tabelul 28.

În primul rînd trebuie subliniată influenţa afluxului de apă venită dinspre continent, care reprezintă circa 54% din totalul schimbului anual din bilanţ. Dintre resursele de ape continentale, aportul cel mai mare îl are

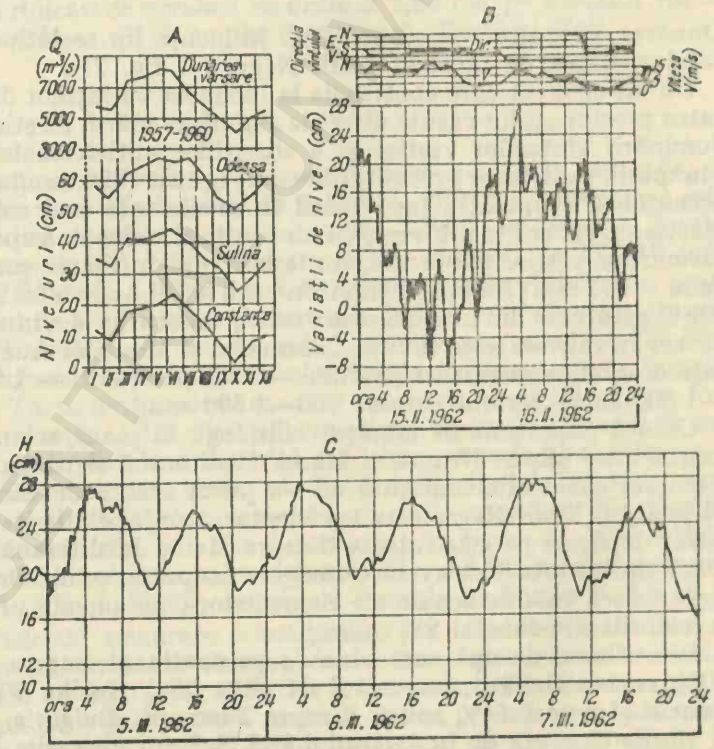


Fig. 70. Variaţiile de nivel ale Mării Negre. Niveluri medii lunare (*a*), variaţii datorită seichelor (*b*) şi mareelor (*c*). (după C. Bondar; 12,14).

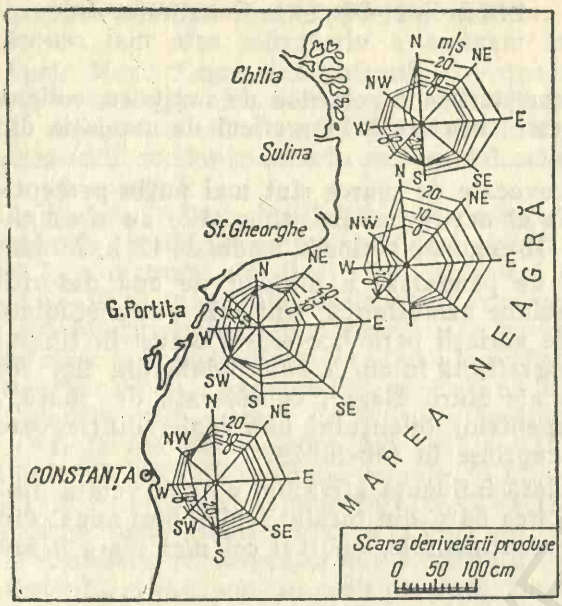


Fig. 71. Variațiile denivelărilor produse de vînturi (276).

Dunărea, care aduce aproape 50%. Influența lor se întipărește și în caracterul variației de nivel al Mării Negre (v. fig. 71).

Un alt element care contribuie la oscilarea variațiilor de nivel este cantitatea precipitațiilor căzute direct la suprafața mării. Se știe însă că din cauza dominării vînturilor vestice și a situațiilor anticiclonale frecvente deasupra mării, cantitatea precipitațiilor este redusă (320 mm/an), fiind în schimb accentuată evaporația (apa mării în medie este mai caldă decît aerul!). Masele de aer sosite din vest, cu un conținut redus de vapori de apă în zona țărmurilor vestice și nordice, nu favorizează formarea precipitațiilor (Mangalia — 377 mm; Sulina 359 mm; în jurul Mării Azov între 285 și 470 mm/an). Ele se saturează din nou deasupra mării, fronturile devin active, iar masele de aer în ridicare abia în fața Caucazului și Munților Anatoliei dau precipitații orografice abundente (Batumi — 2 500 mm; Poti — 1 600 mm; Suhumi —1 500 mm; țărmul turcesc 700—1 500 mm).

Un rol important în bilanțul hidrologic îl joacă schimbul de ape care există între Marea Neagră și Marea Mediterană și parțial cu Marea Azov. Volumul exact al schimbului nu s-a putut stabili deocamdată, dar se știe că bilanțul Mării Negre este excedentar, deci apele ieșite (mai ales primăvara) depășesc pe cele intrate dinspre Marea Mediterană (mai ales iarna). Dacă dorim totuși să avem o imagine asupra acestui bilanț în care să se oglindească valorile zonale ale elementelor componente principale, ajungem la valorile din tabelul 28.

Din afluxul de apă care vine de pe continent, marea majoritate, circa 50% revine Dunării, iar restul de circa 36% rîurilor Platformei Ruse și Caucaz și numai 14% sosesc dinspre Turcia și Bulgaria. Dunărea precum și rîurile care vin de pe teritoriul U.R.S.S. au un regim pronunțat cu ape mari de primăvară, iar restul de tip mediteranean sau submediteranean, cu viituri și ape mari iarna și toamna. Nu este de mirare faptul că în regi-

TABELUL 28

Bilanțul hidrologic al Mării Negre

Sursele apelor intrate	km³	mm	Sursele apelor ieșite	km³	mm
Scurgerea continentală în M. Neagră	404*	895	Scurgerea prin Bosfor spre M. Mediterană	348	770*
Precipit. atmosferice.	145**	320	Evaporație	403	881
Scurgere din M. Medit. prin Bosfor	202**	446			
Total:	751	1 651		751	1 651

* După C. Bondar (12, 14)
** După I. Zenchevici (271)

mul de niveluri al mării se oglindește regimul rîurilor nordice și mai ales al Dunării, cu maxime în mai-iunie și minime toamna. C. Bondar care a ilustrat foarte bine acest fenomen a calculat totodată și cota de niveluri care corespunde unor volume de 10 km³ de ape intrate din Dunăre în mare (12). Ele provoacă ridicări de niveluri de ordinul 1,63 cm pe litoralul românesc, 1,80 cm la Odessa, 1,10 cm la Sevastopol, Kerci și Poti.

VALURILE

Marea majoritate a furtunilor pe Marea Neagră au loc în perioada de iarnă, frecvența maximă fiind atinsă în ianuarie. Direcția de formare este în general cea sudică. Astfel, în perioada 1954—1959 în dreptul Insulei Șerpilor s-au observat 996 de furtuni cu viteza vîntului de 12—18 m/s, 49 cu 18—22 m/s, 31 cu 22—28 m/s și 8 furtuni cu viteza vîntului de peste 28 m/s. Din totalul de 1 084 cazuri de furtună, 566 au avut direcția dinspre N și NE și 202 din NV, ceea ce ne indică dominarea absolută (70,5%) a vînturilor furtunoase nordice. Aproximativ același procentaj este înregistrat și la Sulina. Toate uraganele care ating viteze de peste 28 m/s au fost înregistrate, fără excepție, din direcțiile nordice. Vînturile acționează numai la suprafața apei, pînă la o anumită adîncime, generînd valurile.

Din măsurătorile efectuate reiese că, în dreptul Deltei Dunării circa 50% din valurile formate sînt cauzate de vînturile care bat din direcția NE, iar restul de cele din SE. La Constanța, în perioada 1959—1961, din totalitatea valurilor observate în sectorul estic, 59,2% au fost generate de vînturile de N, NE și 40,8% de cele cu direcția de bătaie E, SE și S.

Urmărind curbele de asigurare a înălțimilor și a valorilor perioadelor la Constanța și Jibrieni, se poate observa dezvoltarea mai mare a valurilor în sectorul deschis al mării (fig. 72). La Constanța, perioada maximă a valurilor depășește 10 s și înălțimea maximă 3,4 m, valori ce se pot generaliza în linii mari pentru întregul sector de la sud de Delta Dunării. În dreptul Deltei, înălțimea valurilor este mai redusă datorită adîncimii mai mici a mării.

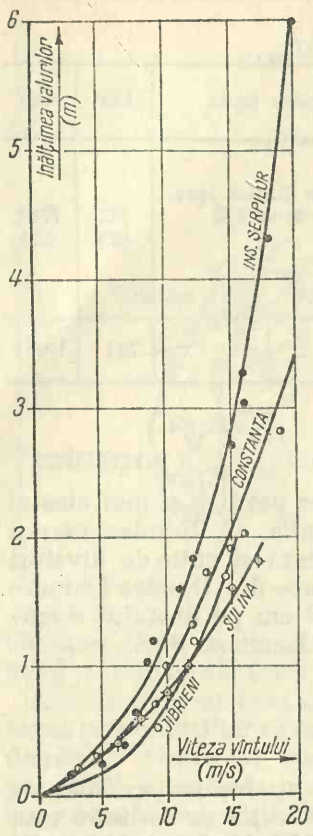


Fig. 72. Graficele corelației dintre viteza vîntului (*V.m/s*) și înălțimea valurilor (3, 280).

În dreptul litoralului românesc valurile cele mai mari se formează în urma vînturilor estice. După cum reiese din observații un vînt de 13 m/s provoacă valuri de 2,2 m înălțime — dacă bate din est, 1,6 m dacă bate din nord, 1,2 m dacă bate din sud și 0,6 m dacă bate din vest. În dreptul Constanței valurile eoliene — după C. Bondar — au o frecvență de 78%, iar valurile de hulă 11,8%.

CURENȚII MARINI

Prezența curenților marini în dreptul litoralului românesc, a fost semnalată încă din antichitate. Astfel, Pliniu cel Bătrîn observă existența unor curenți fluviali în dreptul Deltei Dunării, pe care îi descrie în lucrarea sa *Historia naturalis*. Studiul sporadic al curenților începe însă abia din secolul trecut. În anul 1862, inginerul englez Ch. Hartley pe baza cercetărilor efectuate, arată că în partea vestică a Mării Negre, din cauza predominării vînturilor nordice, se formează curenți cu direcția N—S, care se observă și în perioada de calm în fața Deltei Dunării. În timpul dominării vînturilor sudice însă situația se inversează, curentul nordic dispare și locul lui este

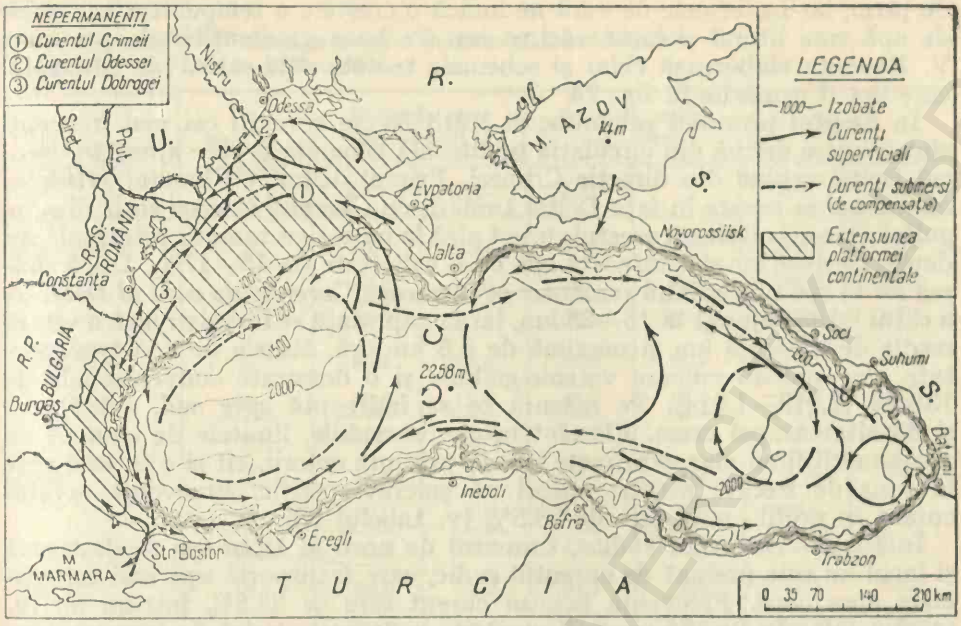


Fig. 73. Marea Neagră. Zone de adîncime; sisteme de curenți.

preluat de un curent slab cu direcția S—N. Existența unui curent sudic a fost observată și de I. B. Spidler și de F. F. Vranghel (între 1890—1891).

Prima hartă a curenților Mării Negre a fost întocmită de N. N. Knipovici în 1933, care rămîne valabilă în linii mari și în zilele noastre. Alte cercetări se mai efectuează și de Serviciul hidrografic al Flotei militare maritime între 1927 și 1929. Rezultatele obținute sînt folosite de R. Ciocîrdel pentru elaborarea unui studiu de sinteză (31). Între 1934 și 1937 E. Grecescu și N. Gavrilescu observă un curent sudic de suprafață și un contracurent de adîncime.

Cercetarea sistematică a curenților marini din dreptul țărmului românesc este începută după anul 1950 de către I.C.P., Flota maritimă militară, Academia R.S. România, Comitetul de Stat al Apelor. Numeroase studii asupra problemelor de detaliu și de sinteză sînt publicate de N. Gavrilescu, I.C. Petrescu, N. Ionescu, Gh. Șerpoianu, Al. Popovici, C. Bondar, V. Rovența, H. Skolka ș.a.

Tratînd problema sub aspectul frecvenței maxime a curenților se poate accepta schema generală existentă, conform căreia în acvatoria Mării Negre există un curent principal, circular, care urmărește zonele de țărm în sensul opus mișcării acelor de ceasornic. Datorită îngustării bazinului între peninsula Crimeea și Anatolia, se formează două circuite secundare (fig. 73). Acești curenți de suprafață transportă în general ape mai dulci, înconjurînd două regiuni halistatice cu salinitate mai mare. Îndulcirea apelor la periferia acvatoriei se datorește mai ales apelor continentale. Ele au totodată și o variație termică mai accentuată din cauza contactului cu uscatu. Astfel, de la centrul zonelor halistatice, izohalinele coboară în adîncime spre zonele

de țărm, iar izotermele de vară ne indică o creștere a temperaturii maselor de apă spre litoral și iarna răcirea lor. Pe baza gradienților de presiune, V. Rovența elaborează chiar și schemele teoretice de calcul al curenților care pot fi urmărite în fig. 74.

În dreptul țărmului românesc al Mării Negre curenții cei mai frecvenți sînt cei care derivă din circulația prelitorală generală și care ajung în dreptul Deltei venind din direcția Crimeei. Primul denumit *Curentul principal al Crimeei* se unește în fața Deltei Dunării cu *Curentul Odessei* sosit dinspre golful Odessei ; lățimea acestui curent pînă la unirea cu ramura principală nu depășește 4—6 km și transportă ape cu o salinitate de 15—17‰. După unirea lor în zona litoralului românesc se formează *Curentul de nord al Dobrogei* a cărui lățime ajunge la 15—25 km, iar la suprafață se înregistrează o viteză medie de 0,9—1,8 km și maximă de 5,5 km/oră. Masele de apă transportate spre sud au culoare verzuie-gălbuie și o densitate convențională de 13—14 (1,013—1,014). Pe măsură ce se îndreaptă spre sud, salinitatea și densitatea apei cresc. Ele sînt ușor observabile, limitele de contact cu apele mării fiind clar exprimate atît în privința culorii, cît și a vitezei care în zona de frecare produc uneori un șuierat specific. Frecvența acestui curent în profil anual este de 38,5% (v. tabelul 29).

În timpul vînturilor sudice, Curentul de nord al Dobrogei se destramă și locul lui este preluat de curentul sudic, care transportă ape mai concentrate spre nord. Frecvența acestui curent este de 23,5% într-un an (v. tabelul 29). În fig. 75 poate fi urmărită o situație clasică de formare concomitentă a curentului nordic, predobrogean, cu ape mai calde și mai dulci (vara) și a curentului de compensare în adîncime cu temperaturi reduse (9—13°C) și salinitate ridicată (21‰).

Curenții de fund sau de adîncime pot avea aceeași direcție ca și cei de suprafață (curenți unici) sau pot să fie de compensare (dubli) cu sens opus

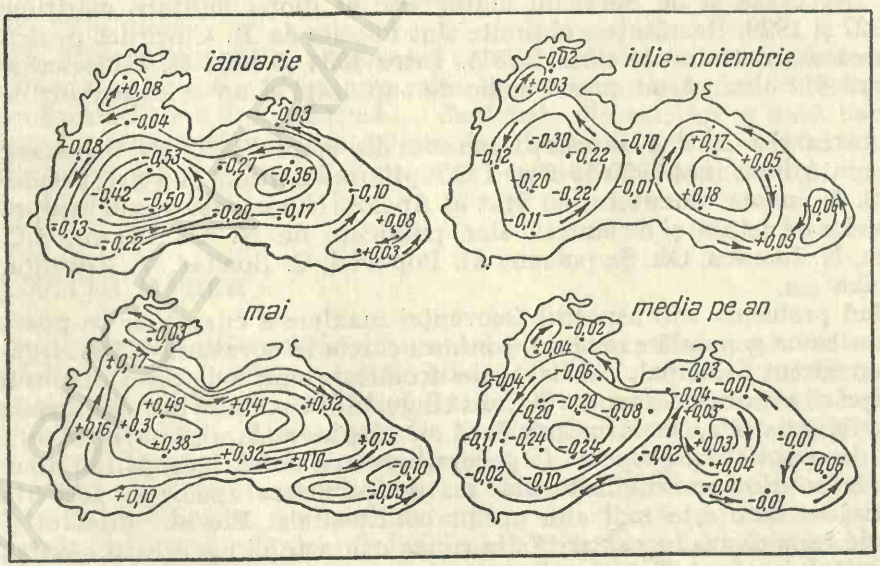


Fig. 74. Hărțile curenților totali în diferitele perioade ale anului (V.Rovența), (Cifrele $10^7 m^3/s$).

TABELUL 29

Frecvența medie a curenților în sectorul maritim al Deltei Dunării (3, pg. 278) în perioada 1952—1959

Caracterul curenților	Direcția curenților	Perioada rece (oct.—mart.)		Perioada caldă (apr.—sept.)		Anual	
		Zile	%	Zile	%	Zile	%
Superficiali	S	82,8	22,7	57,5	15,8	140,3	38,5
	N	45,9	12,6	39,7	10,9	85,6	23,6
	Total	128,7	35,3	97,2	26,7	225,9	62,0
De fund	S	81,9	22,4	51,5	14,1	133,4	36,5
	N	46,8	12,9	45,7	12,6	92,5	22,5
	Total	128,7	35,3	97,2	26,7	225,9	62,0
Unici	S	54,8	15,0	26,4	7,2	81,2	22,2
	N	18,8	5,2	14,6	4,0	33,4	9,2
	Total	73,6	20,2	41,0	11,2	114,6	31,4
Dubli	S	28,0	7,7	31,1	8,6	59,1	16,3
	N	27,1	7,4	25,1	6,9	52,2	14,3
	Total	55,1	15,1	56,2	15,5	113,3	30,6

de deplasare. Frecvența medie a lor poate fi urmărită, de asemenea, în tabelul 29. Ei au salinitate ridicată (21—22‰) și o temperatură relativ redusă vara (11—16°C) și ridicată iarna (8—15°C).

Adîncimea curenților eolieni este variabilă. Cei de suprafață antrenează masele de apă pe o grosime de 15—40 m, iar cei de fund acționează pînă la 100—150 m adîncime.

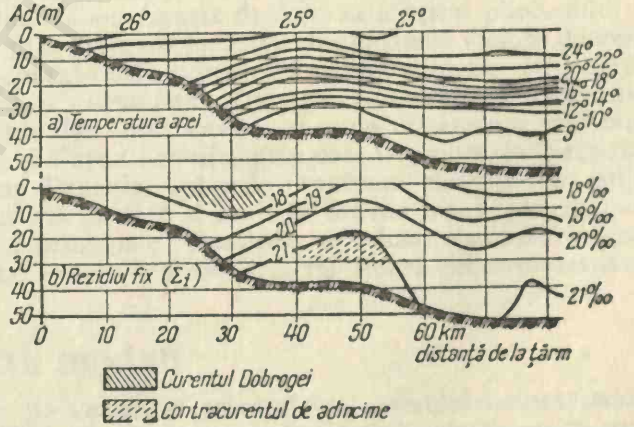


Fig. 75. Profil termic și de salinitate în situația unor sisteme de curenți în dreptul Constanței (28—29.VII.1953 — I.C.P).

Curenţii eolieni au un efect puternic şi asupra formării ţărmului, mai ales în sectorul acumulativ. Curenţii sudici atacă, mai ales, grindurile din sudul Deltei (ce închid şi Razelmul), iar cei nordici, în combinaţie cu curenţii fluviatili ai Dunării, modelează partea frontală a Deltei.

Curenţii fluviatili din faţa Deltei, la debite medii şi în timpul perioadei calme, pătrund în mare pînă la 2—6 km. După constatările lui C. Bondar gradienţii de stingere ai curenţilor din faţa braţelor Prorva, Potapov, Bistrîi, Stambului Vechi, Sulina şi Sf. Gheorghe variază între 4—11 cm/s, la fiecare 100 m. În adîncime stingerea curenţilor fluviatili este şi mai accentuată, producîndu-se totodată şi un contracurent de compensaţie care are viteza pînă la 11—13 cm/s. Este interesantă însă constatarea lui C. Bondar şi V. Rovenţa cu privire la existenţa unui raport direct între viteza curenţilor de litoral şi debitul vărsat de fluviile mari în Marea Neagră, în diferitele perioade ale anului (16).

■

Deşi studiul oceanografic al Mării Negre (cu excepţia hidrobiologiei) nu are tradiţii deosebite, rezultatele cercetărilor întreprinse în ultimele două decenii au dus în ţara noastră la numeroase rezultate ştiinţifice interesante, care contribuie la exploatarea şi mai raţională a *zonei litoralului românesc.*

La aceasta adăugăm oraşele maritime care pe lîngă faptul că sînt adevărate „porţi" prin care se desfăşoară traficul pe calea apelor, către şi dinspre marile porturi ale lumii, au devenit şi importante centre industriale. Dezvoltarea oraşului Constanţa şi a regiunii litorale s-a realizat prin valorificarea complexă a cadrului natural local, prin construcţia unor importante obiective industriale prin extinderea şi continua modernizare a activităţii turistice.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XV

Fluviul Dunărea

Dunărea ca importantă arteră de navigaţie, uneşte statele din Europa Centrală cu cele din sud-estul continentului. Culegîndu-şi afluenţii de pe un teritoriu de 805 300 km², ceea ce reprezintă 8% din suprafaţa Europei, ea este totodată şi cel mai important afluent al Mării Negre. Bazinul său hidrografic se extinde departe spre vest, pînă în regiunea centrală a Alpilor şi a R. F. a Germaniei — în Munţii Schwarzwald (Pădurea Neagră). Afluenţii săi mari îşi culeg izvoarele de pe teritoriul Austriei, drenînd în cursul lor o parte din Elveţia, R. S. Cehoslovacă, R. P. Polonă, R. P. Ungară (în întregime), R. S. F. Iugoslavia, R. P. Bulgaria, R. S. România, U.R.S.S. Lungimea cursului principal este de 2 860 km, din care pe o distanţă de 1 075 km curge prin sudul ţării noastre culegîndu-şi afluenţii de pe o suprafaţă ce reprezintă aproape o treime din bazinul hidrografic dunărean. Căderea totală a fluviului de la Donaueschingen pînă la vărsare este de 678 m, ceea ce corespunde unei pante medii de 25 cm/km.

Fluviul străbate în cursul său ţinuturi muntoase, de podiş şi de cîmpie. Masivele muntoase aparţin în bună parte sistemului alpino-dinaric-carpatico-balcanic, iar în zona de izvoare, pe stînga cursului, munţilor hercinici. Majoritatea afluenţilor de seamă ai Dunării provin dinspre aceste masive muntoase unde condiţiile de umiditate sînt bogate (fig. 76).

Cursul principal al Dunării s-a format de fapt la sfîrşitul pliocenului şi începutul cuaternarului, prin drenarea lacurilor din bazinele Vienei, Panonic şi Pontic, care au fost separate prin ridicarea lanţului carpatic. În locurile unde munţii i-au stat de-a curmezişul, Dunărea i-a străpuns săpîndu-şi renumitele porţi ale Devinului (Bratislavei), chei de dimensiuni mai mici şi defileele dintre Baziaş şi Turnu Severin, prin care s-a scurs, la începutul pleistocenului, marele lac Panonic. Catenele muntoase alcătuite, în general, din roci dure, reprezintă de fapt şi limitele convenţionale care împart Dunărea în trei sectoare principale: Dunărea superioară (sectorul alpin), Dunărea mijlocie (sectorul Panonic) şi Dunărea inferioară (sectorul carpato-pontic).

CURSUL SUPERIOR AL DUNĂRII

Dunărea izvorăşte de pe versantul oriental al masivului Schwarzwald, de sub vîrful Kandel (1241 m). Ca punct de izvor este considerat, în mod convenţional, confluenţa de la Donaueschingen a celor două pîraie Breg

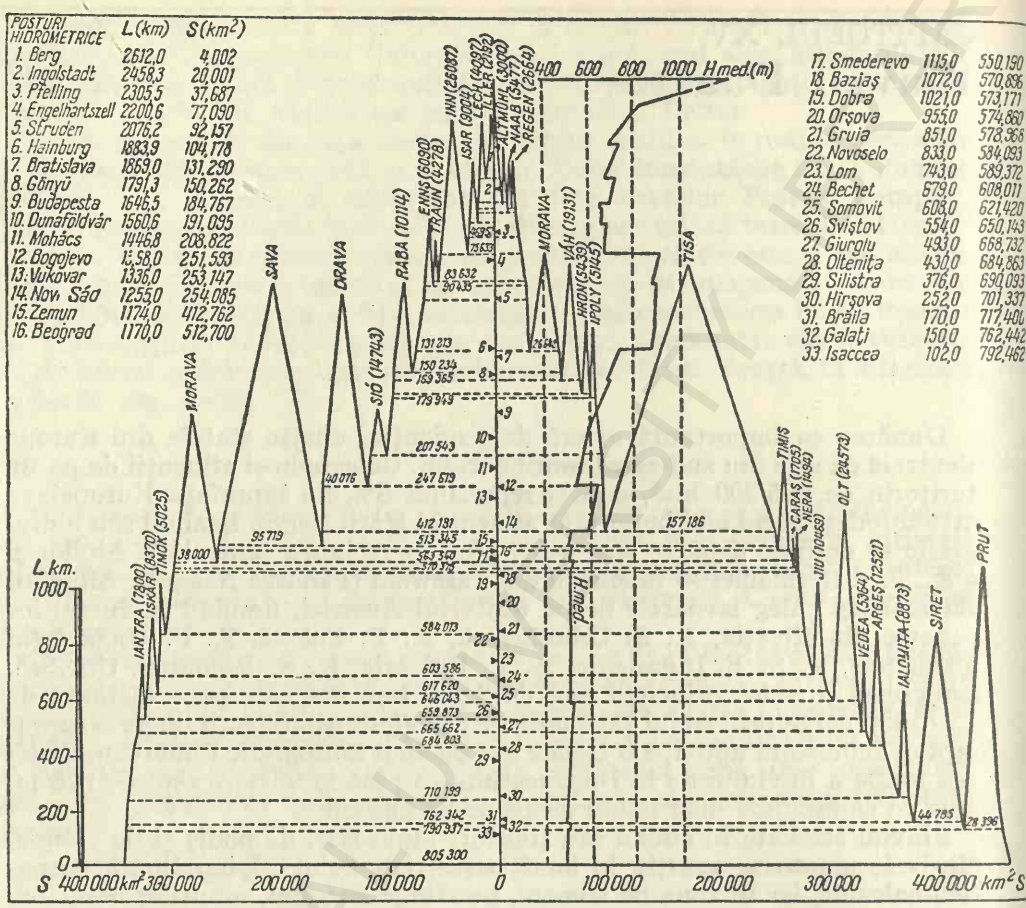


Fig. 76. Diagrame de creştere a suprafeţei bazinale şi a altitudinii ei medii (*Hm*) în lungul cursului Dunării (I. Ujvári).

şi Brigach; George Vâlsan caracterizează foarte succint zona de izvoare şi sectorul din aval: „*După naştere, Dunărea este germană. Atît de germană, încît trimite Rinului, pe sub pămînt, o parte din apele sale: Neckarul, rîul atît de drag studenţimii vesele germane, izvoreşte la 5 km de Dunăre şi primeşte pe sub pămînt apele Dunării*" (262).

Într-adevăr, între localităţile Möhringen şi Würtemberg, Dunărea traversînd formaţiuni de calcare jurasice albe, îşi pierde o mare parte din debitele sale spre sud, spre afluentul mic al Neckarului — Aach care apare sub forma unui izvor carstic bogat. În medie, aceste pierderi carstice reprezintă circa 5 m³/s, albia Dunării rămînînd complet seacă, în medie, 124 de zile pe an, în perioadele secetoase. În 1921, an care a fost deosebit de secetos, din cauza acestor infiltraţii, valea Dunării a rămas complet fără apă timp de 9 luni. Fenomenul se oglindeşte bine şi în repartiţia debitelor medii anuale în lungul cursului superior (tabelul 30), efectul lui scăzînd spre aval cînd debitele fluviului cresc vertiginos, mai ales pe seama afluenţilor alpini.

TABELUL 30

Pierderi pe cursul superior al Dunării, oglindite de debitele medii ale fluviului

Rîul	Postul	S Km²	Qm³/s	Obs.
Breg	Hammereisenbach	158	4,27	
Brigach	Donaueschingen	194	3,0	
Dunărea	Kirchenhausen	764	11,9	
Dunărea	Möhringen	840	6,01	(pierderi de cca 5 m³/s)
Dunărea	Tuttlingen	895	6,47	

Cursul superior al Dunării marchează limita între regiunile orogenetice ale sistemului alpin şi cel hercinic, peste care sînt clădite în zona de izvoare nivelele jurasice şi triasice, cu o răspîndire mare în Schwarzwald, Jura Suabă, Jura Franceză. În masivul Pădurea Boemiei, din stînga cursului Dunării, se găseşte formaţiunea cea mai veche, alcătuită din roci precambriene. Între cele două sisteme muntoase se întinde depresiunea neogenă bavareză, în care Dunărea îşi poartă apele printre dealuri înalte, modelate de eroziune. Străbătînd cele trei unităţi tectono-structurale, cursul Dunării prezintă o serie de particularităţi specifice.

După „părăsirea" localităţii Donaueschingen, în calea fluviului se ridică masivul calcaros al Jurei Suabe, în stîncile căreia apele volburoase şi-au croit cu greu drumul. Înainte de a ajunge la Regensburg, Dunărea străbate trei bazinete şi anume: Ulm, Ingolstadt şi Neuburg despărţite de frumoasele chei de la Neuburg şi Kelheim. În cadrul acestora apele au o cădere mică, producînd o puternică sedimentare cu toate urmările acesteia: formarea unor lunci largi, inundabile, zone mlăştinoase, meandre etc.

Afluenţii de stînga nu au dimensiuni mari. Merită să fie amintiţi numai trei dintre ei: Altmühl, Naab şi Regen. Cursul inferior al rîului Altmühl

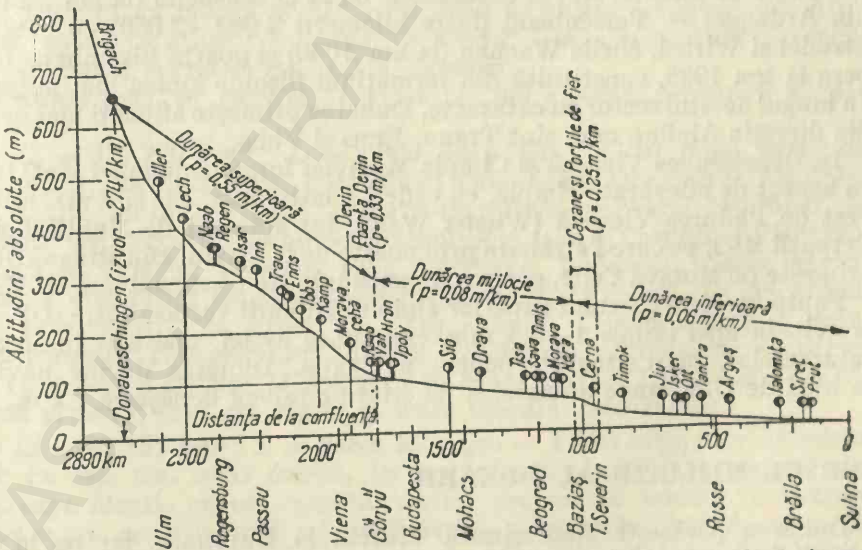


Fig. 77. Profilul longitudinal şi sectoarele caracteristice ale cursului Dunării de la izvoare la vărsare (233).

reprezintă locul de unde a început construirea canalului Ludovic (Ludwigs Kanal) care face legătura, prin intermediul rîului Main, cu Rhein; în prezent se lucrează la modernizarea lui.

De la Ulm la Passau curgînd prin depozite neogene, Dunărea este împinsă spre nord, descriind un arc larg desfăşurat, de către zona piemontană a Alpilor, care alcătuieşte Podişul Bavarez. În acest sector rîul primeşte o serie de afluenţi alpini: Günz, Mindel, Riss, Iller, Lech cu Wertach, Isar, cu Amper şi Würm. Cel mai important este Innul, care la confluenţă are debite medii mai mari decît Dunărea (Dunărea 660 m³/s, iar Innul la vărsare 781 m³/s).

Innul izvorăşte din Elveţia, cantonul Graubünden, de sub vîrful Piz Longhin, de la altitudinea de 2480 m. În aval de renumita localitate balneară St. Moritz, după ce străbate defileul de la Finstermünz ajunge în Tirol (Austria). Mai departe traversează printr-o impunătoare vale longitudinală masivul central al Alpilor Orientali şi masivul calcaros Nordalpin (în dreptul localităţii Kufstein) şi ajunge în Podişul Bavarez (Ober-Bayern), unde primeşte pe afluentul său cel mai important: — Salzachul. Innul este unul dintre afluenţii Dunării cu scurgerea cea mai bogată, debitul său specific atingînd 29 l/s/km² la vărsare.

După primirea Innului, Dunărea capătă de fapt caracterul de fluviu, cu un debit mediu de 1 441 m³/s, curgînd mai departe pe teritoriul Austriei.

În cuprinsul celui de al treilea sector, în aval de localitatea bavareză Vilshofen şi pînă la cheile Wachau din Austria, Dunărea îşi adînceşte valea în roci dure, dominant granitice, prelungirile sudice ale masivului hercinic ale Pădurii Bavariei, Boemiei şi Böhmer Wald, formîndu-şi o serie de chei epigenetice, pitoreşti, care cuprind un număr mare de bazinete de eroziune. În acest sector amintim frumuseţea naturală a cotiturii în formă de „S" pe care o face Dunărea la Schlägen.

Demne de amintit sînt şi cataractele de la Ottensheim (la km 2 144), cele din Ardagger — Persenbeug (între kilometri 2 084—2 060) cu cataractele Strudel şi Wirbel, cheile Wachau (la km 2 030) şi poarta Bisamberg-Kahlenberg la km 1935, constituită din formaţiuni flişoide alpine mai puţin dure. În lungul acestui sector cu cataracte, Dunărea primeşte afluenţi mai de seamă din direcţia Alpilor, cum sînt Traun, Enns şi Ybbs.

În Depresiunea Vieneză şi Cîmpia Moraviei formele de relief sînt domoale cu aspect de adevărată cîmpie, cu căderi relativ mici. Ele sînt străjuite spre vest de Pădurea Vieneză (Wiener Wald), iar spre est de Munţii Leitha şi Carpaţii Mici, pe care-i străbate prin poarta de la Devin. Din stînga, Dunărea primeşte pe Morava Cehă, care ca dimensiuni este asemănătoare cu Mureşul.

Panta medie a cursului superior alpin al Dunării variază între 0,6—0,9%, iar viteza apei atinge 1—3,5 m/s, creîndu-se astfel, mai ales în sectoarele cataractelor, mari greutăţi pentru navigaţie. Dunărea devine navigabilă în aval de Ulm, unde adîncimea de etiaj pe talveg depăşeşte 1,2 m.

CURSUL MIJLOCIU AL DUNĂRII

Dunărea părăseşte Depresiunea Vieneză la Hainburg, iar pe la Devin trece linia de cumpănă orografică dintre Alpi şi Carpaţii Mici. La Bratislava se află deja în depresiunea Raab sau Cîmpia Mică (Kisalföld), reprezentată

de o zonă de divagare formată pe un imens con de dejecție. Pînă la Komárom, Dunărea are caracterul cursului de tip inferior în sens geomorfologic. Din cauza pantelor mici ale acestei cîmpii largi, aluviale, clădită mai ales din aluviuni dunărene, fluviul se despletește în trei brațe: la nord se află Dunărea Mică sau Dunărea Váhului, avînd în vedere că în ea se varsă Váhul cu Nitra, iar la sud de cursul principal se află brațul Mosonyi Dunaág, care se unește cu Dunărea la Györ. Între brațe sînt cuprinse următoarele insule: la nord Marele Schutt (Csallóköz), iar la sud Micul Schutt (Szigetköz). În brațul Mosonyi Dunaág se varsă rîurile Leitha și Raabul, care vin din Alpii Orientali, renumite pentru inundațiile lor frecvente în timpul creșterilor mari. De altfel, în întreaga regiune a depresiunii Raabului, Dunărea este îndiguită, pentru a proteja terenurile agricole fertile.

După unirea brațelor la Komárom, Dunărea curge din nou printr-o singură albie străbătînd, în aval de Esztergom, Munții Ungariei Mijlocii prin porțile Vișegradului, în care se prevede construirea unei hidrocentrale prin colaborare între R. P. Ungaria și R. S. Cehoslovacă. În acest sector, Dunărea primește doi afluenți mai importanți care vin dinspre R. S. Cehoslovacă: Hronul și Ipelul (Ipoly).

În aval de Budapesta, Dunărea pătrunde în Cîmpia Panonică propriu-zisă, pe care o părăsește în aval de Baziaș. Clima secetoasă a cîmpiei, aluviunile puternic permeabile din imensul con de dejecție al Dunării, care se extinde sub forma unui evantai spre sud, nu favorizează apariția unei rețele fluviatile autohtone. Pînă la vărsarea Dravei, în Dunăre se varsă un singur rîu cu bazin de recepție mare (apropape ca Someșul), dar cu debite foarte mici Sió, care drenează apele lacului Balaton. Astfel, Dunărea nu-și îmbogățește debitele între extremitățile nordice și pînă la vărsarea Dravei; mai mult, în unele sectoare (zona Mohács) se observă pierderi de infiltrații, care revin însă mai în aval.

Drava este primul afluent care în sudul Depresiunii Panonice ridică brusc debitele Dunării, în medie cu 574 m³/s. Rîul își culege izvoarele din Alpii Orientali, avînd ca afluent principal pe Mura. Drava contribuie la accentuarea volumului scurgerii de vară a Dunării.

Pe distanțe mici, în Dunăre se varsă cei doi afluenți principali ai săi: Tisa și Sava.

Tisa ($S = 157\,220$ km²; $L = 1\,365$ km; $Qm = 750$ m³/s) drenează toată aria carpatică din estul Depresiunii Panonice și transilvane. Ca atare are un regim hidrologic tipic carpatic-transilvănean-vestic imprimat de afluenții săi din Carpații Beschido-Maramureșeni (sau ai Carpaților Păduroși) ca: Bela Tisa, Tereșva, Tereblia, Rika, Borshava, Bodrogul). Marea majoritate însă a afluenților săi sosesc dinspre Carpații Orientali și Occidentali, dinspre țara noastră, ca Vișeu, Iza, Tur, Someș, Crișuri, Mureș și Bega.

După primirea Tisei, regimul Dunării se schimbă obținînd caracteristice tipice, cu volumul maxim al scurgerii în luna aprilie. La aceasta contribuie însă și Sava, care are regim în mare măsură asemănător.

Sava ($S = 95\,551$ km²; $L = 945{,}5$ km; $Qm = 1\,535$ m³/s) este afluentul Dunării cu cele mai mari debite. În perioada de iarnă-vară regimul său este aproape identic cu cel carpatic vestic; toamna în schimb se distinge prin ape mari, aceasta fiind o caracteristică a regimului hidrologic mediteranean, obținut de rîu la izvoare și prin afluenții săi Sora, Liubliniția Krka, Kupa și Una; Vrbasul, Ukrina, Bosna, Drina și Kolubara, aparțin

tipului de regim dinaric submediteran şi seamănă cu cel carpatic vestic şi balcanic.

Pe sectorul panonic Dunărea primeşte încă cîteva rîuri mai de seamă, ca Timişul, Morava Sîrbească, Caraşul şi Nera, care însă nu produc modificări esenţiale în regimul Dunării.

Panta medie a Dunării în sectorul panonic este redusă, atingînd abia 0,05‰. Viteza sa medie variază între 0,9 şi 1,5 m/s.

CURSUL INFERIOR AL DUNĂRII

Carpaţii Meridionali şi Balcanii care au direcţii paralele şi se află la o distanţă medie de 300 km, se conectează la sud de cursul transversal al Dunării. Prin impunătoarele defilee de la Cazane şi Porţile de Fier, fluviul străbate munţii pe o distanţă de 144 km. La est de Carpaţi, în Depresiunea Pontică, fluviul îşi adună apele care vin dinspre cele două masive muntoase curgînd leneş prin sudul Cîmpiei Române. În nordul Dobrogei, Dunărea este nevoită să ocolească masivul puternic denudat al Măcinului — rest hercinic — pentru ca apoi să-şi verse apele în Marea Neagră.

Datorită regiunilor naturale pe care le străbate, cursul inferior al Dunării se poate împărţi în mai multe sectoare caracteristice, care se diferenţiază prin condiţiile morfo-hidrografice specifice:

a) Sectorul defileelor carpatice (144 km);
b) Sectorul sud-pontic (566 km);
c) Sectorul pontic oriental cu bălţi (195 km);
d) Sectorul predobrogean (80 km);
e) Sectorul Deltei (90 km).

Sectorul defileelor carpatice. Primul sector al cursului inferior începe de la Baziaş (1 075 km de la vărsare). În stînga, valea este străjuită de Munţii Locvei, constituiţi din şisturi cristaline, care rezistă bine la eroziune. La Moldova Veche însă asistăm la o lărgire puternică a văii şi la despletirea cursului principal în două braţe care ocolesc insula Moldova Veche. Este cunoscut faptul că avem de-a face cu o depresiune inundabilă, umplută cu aluviunile Dunării şi mărginită în partea inferioară de roci dure, greu de erodat. Într-adevăr, la Coronini (în aval de Moldova Veche), în calea Dunării se ridică stînci calcaroase transversale care obligă cursul fluviului să se îngusteze. Datorită îngustării bruşte a văii, trecerea apelor era mult îngreunată din care cauză în timpul apelor foarte mari, chiar şi în secolul trecut (1895, 1897) se mai forma un lac temporar, în amonte de defileu, denumit „Mare Album"; acesta se întindea pînă dincolo de Beograd remuul său pătrunzînd şi pe Tisa pînă la Szeged.

La Coronini, o dată cu îngustarea albiei, apar şi primele stînci în albie. Pentru navigatorul care-şi conducea vasul spre aval, stînca Babacaiului alcătuită din calcare tithonice i se ridica în faţă ca un adevărat semn de exclamaţie. În prezent însă Defileul Dunării fiind inundat de apele lacului de la Porţile de Fier, crestele periculoase ale cataractelor de la Cozla, Doica, Islazi, Tahtalia, Vrani sau Vlas, Iuţi etc., au rămas la adîncimi de peste 15—25 m, iar peste Pregrada din defileul Porţilor de Fier a fost construit barajul lacului. Relieful anterior al Defileului carpatic se conturează vag

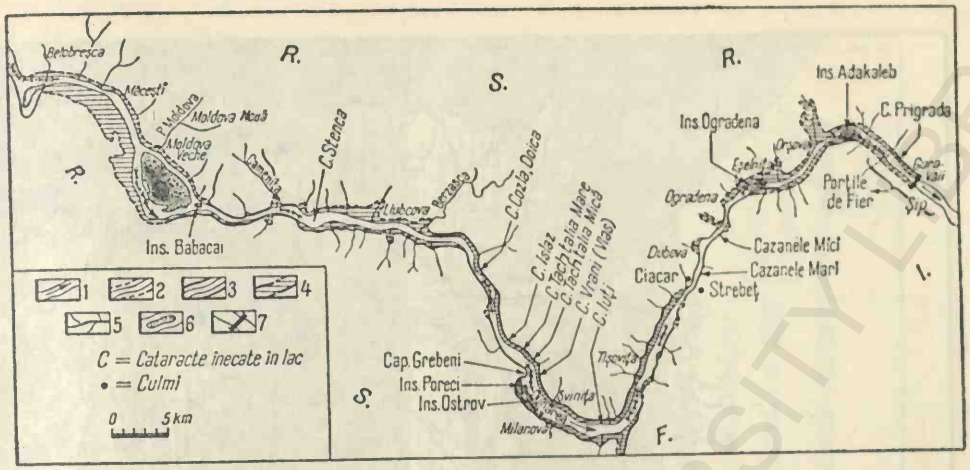


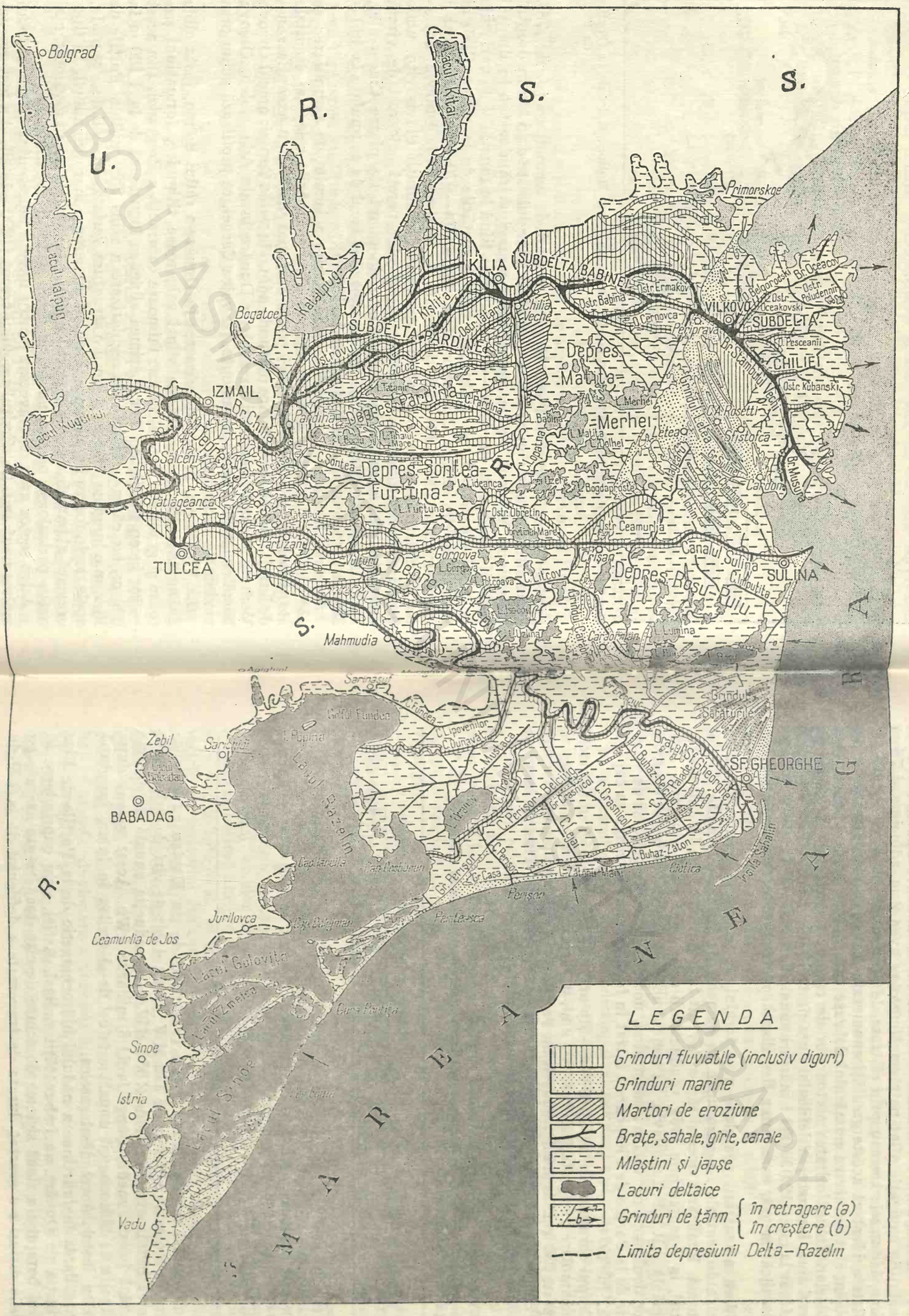
Fig. 78. Sectorul defileului Dunării și al lacului de acumulare al Hidrocentralei de la Porțile de Fier.

prin șerpuirea, îngustarea sau lărgirea lacului de acumulare (v. fig. 78). Între altele menționăm că lățimea maximă a lacului este de 5 km în dreptul depresiunii Moldova Veche, iar adîncimea maximă rămîne tot în dreptul peșterii Ponicva, în jur de 60—75 m, aceasta fiind în funcție și de variațiile de nivel ale lacului. Se conturează bine îngustările de la stînca Grebeni și din amonte, clisura Cazanelor Mari (între 974—970 km) și din aval a Cazanelor Mici (967—964 km), despărțite de lărgirea de la Dubova. Intrarea în clisura Cazanelor se face în apropierea localității Plavișeviță, unde în calea navigatorului se ridică perpendicular pereți calcaroși de vîrstă mezozoică. În partea stîngă valea este dominată de piatra Ciacar-ului, iar în dreapta de Strebeț. Aici se îngustează și lacul de acumulare la 180—250 m (în trecut fluviul se îngusta la 152 m).

În aval de Cazane urmează o nouă lărgire a lacului de acumulare: se pătrunde în depresiunea de la Orșova. Transformările cele mai esențiale ale peisajului umanizat sînt aici poate cele mai vizibile cu excepția zonei de baraj. Lacul de acumulare pătrunde adînc în valea Cernei, orașul Orșova Veche a dispărut, iar mai în aval de Dunăre insula Ada Kaleh. Orșova Nouă construită mai spre amonte, pe valea Cernei, se profilează acum prin modernele construcții.

La Vîrciorova, în aval de vărsarea în Dunăre a rîului Bahna, fosta albie a Dunării este traversată de stînci calcaroase tithonice, formațiuni șistoase și granitice, care alcătuesc faimoasa cataractă a Pregradei. Din acest sector încep Porțile de Fier. Lățimea albiei se îngustează de la 1 100 m la 600 m, iar căderea înainte de regularizare a atins 238 cm/km. Porțile de Fier au o lungime de circa 8 km și o structură variată. În aval de Pregrada, apele devin foarte învolburate, formînd numeroase marmite adînci. În fine, urmează al patrulea sector al Porților Mici, care nici ele nu au fost mult mai puțin periculoase pentru navigație decît sectorul Pregrada.

Acest sector greu de traversat pentru nave a reprezentat în trecut locul multor naufragii. La sfîrșitul secolului trecut (1890—1898), el a fost amena-


Bolgrad
Lacul Ialpug
Lacul Kugurlui
R.
U.
S.
S.
Bogatoe
Kalaliput
Lacul Kitai
KILIA
SUBDELTA BABINEI
Primorskoe
VILKOVO
SUBDELTA
CHILIEI
SUBDELTA PARDINEI
Depres. Matita
Depres. Merhei
Depres. Pardina
Depres. Sontea
Depres. Furtuna
Depres. Razelm
IZMAIL
Br. Chilia
Br. Musura
Salcenii
Pătlăgeanca
TULCEA
Partizani
Mahmudia
Depres. Litcov
Depres. Basu-Cuiu
SULINA
Canalul Sulina
Sf. Gheorghe
Br. Sf. Gheorghe
Grindul Sărăturile
Grindul Letea
Grindul Caraorman
Zebil
BABADAG
Lacul Razelm
Jurilovca
Ceamurlia de Jos
Lacul Golovița
Lacul Zmeica
Sinoe
Istria
Vadu
Lacul Sinoe
Gura Portiței
Periprava
Chilia Veche
Ostr. Babina
Ostr. Ermakov
Ostr. Tatarul
Ostr. Ceamurlia
Ostr. Ochakovski
Ostr. Kubanski
Ostr. Pesceanii
Br. Stambulul Vechi
Br. Oceacov
Gr. Musura
Sf. Gheorghe
Sfistofca
Caraorman
Crisan
Lumina
Periprava
Gorgova
Vulturu
Partizani
Fortuna
Sontea
Pardina
Merhei
Matita
Babina
Ostr. Ubrejtina
Ostr. Ceamurlia
Ostr. Tatarul
Ostr. Babina
Ostr. Ermakov
Ostr. Ochakovski
Ostr. Kubanski
Ostr. Pesceanii
Ostr. Caprovul
Ostr. Talan
Ostr. Musura
Ostr. Letea
Ostr. Chilia
Ostr. Caprovul
Ostr. Letea
Ostr. Musura
Ostr. Chilia
Ostr. Letea
Ostr. Chilia
Ostr. Musura
Ostr. Letea
Ostr. Chilia
Ostr. Musura
Ostr. Letea
Ostr. Chilia
Ostr. Musura

jat pe traseul unui vechi canal construit de romani în timpul lui Traian. Canalul de navigaţie aflat pe ţărmul iugoslav avea 2 m adîncime şi 75 m lăţime, iar vasele treceau prin el trase de locomotive (halaj).

Este evident că aceste greutăţi enumerate mai sus au determinat la un moment dat reducerea numărului de vase care puteau trece prin sectorul defileelor. În majoritatea sectoarelor de cataracte, navigaţia era posibilă numai ziua, iar trecerea defileului dura peste 120 de ore. Traficul era astfel plafonat la circa 12 000 000 t mărfuri anual. Totodată, se pierdea o energie hidraulică imensă, care putea fi utilizată pentru producerea energiei electrice.

Ideea amenajării complexe a sectorului de cataracte prin construirea unei hidrocentrale i-a preocupat pe oamenii de ştiinţă cu multe decenii în urmă. Realizarea acestei idei a devenit însă posibilă abia în anii noştri. Astfel, la 7 septembrie 1964, conducătorii celor două state riverane, R.S. România şi R.S.F. Iugoslavia, au semnat acordul pentru realizarea visurilor celor două popoare vecine: construirea nodului hidroenergetic şi de navigaţie de la Porţile de Fier, care a intrat în funcţiune, cu întreaga sa capacitate, în 1971.

Corpul barajului dintre Gura Văii—Şip are înălţimea de 55,2 m, iar lacul de acumulare o suprafaţă de cca. 700 km², un volum de 12 km³, şi o lungime de peste 230 km. Remuul produs de lac va ajunge la ape mari pînă în amonte de Beograd, iar la ape mici, pînă în amonte de vărsarea Tisei unde se va produce încă o ridicare de 2,23 m a nivelului (tabelul 31).

TABELUL 31

Remuul produs de lacul de acumulare de la Porţile de Fier în lungul Dunării (după Panta Jakovlevici)

Secţiune de Dunăre	Remuul ce se va produce (metri)	
	la ape mici (2 190 mc/s)	la ape mari (15 860 mc/s)
Cascada Porţile de Fire (942 + 950 km)	35,52	19,18
Milanovăţ (995 km)	19,10	7,65
Golubovăţ (1143 km)	7,40	0,40
Smederevo (1116 km)	3,60	0,11
Beograd (1178 km)	2,81	0,06
Confl. Tisa (1215 km)	2,23	0,00

În corpul barajului funcţionează 12 turbine de tip Kaplan cu un diametru de 9,5 m şi o putere de 170 MW; la un debit de vîrf de 8 700 m³/s puterea hidrocentralei este de 2 050 MW, iar producţia anuală de energie electrică în anii medii ajunge la 11,5 miliarde kWh. Acest gigant după producţia de hidroenergie anuală este cel de-al treilea în lume, iar după puterea instalată cel de-al şaselea.

Prin darea în funcţiune a nodului hidroenergetic de la Porţile de Fier navigaţia pe Dunăre s-a îmbunătăţit radical. Astfel, prin cuprinderea în corpul barajului a două sisteme de ecluze de cîte două trepte aşezate pe ambele maluri s-a scurtat durata de traversare a defileului de la 120 de

ore la 31 de ore. Traversarea unui sistem de ecluze durează, printr-o înaltă automatizare a procesului, circa 90 de minute. Lungimea unei ecluze este de 310 m, lățime de 34 m și adîncimea de 4,5 m, ceea ce asigură posibilitatea traversării simultane a unor convoaie de nave. Socotind vase cu o încărcătură utilă de 1 200 t, va fi posibilă realizarea unui trafic de mărfuri de 48 000 000 t/an, iar în cazul unor încărcături medii de 2 000 t, chiar pînă la 90 000 000 t/an. Dacă puterea specifică obligatorie a motoarelor vaselor calculată la transportul util a fost de 1,0—1,4 t/CP, în viitor se va modifica la 6 t/CP. Încărcătura maximă permisă a vaselor în prezent este de 1 700 t, dar în viitor și aceasta va crește la 6 800 t.

După terminarea construcțiilor vor fi ridicate deci toate restricțiile care stau în prezent în calea unei navigații mai intense.

Sectorul sud-pontic. În sectorul sud-pontic, cursul Dunării se adaptează în bună parte la contactul dintre sudul Cîmpiei Române cu Podișul Prebalcanic.

În cuprinsul acestui sector se disting două porțiuni tipice *una superioară*, care între Gura Văii și Țigănaș are caracter piemontan, de tranziție de la sectorul carpatic spre cel de cîmpie și *una inferioară*, în aval de Țigănaș, unde fluviul, în condițiile cîmpiei, își creează un drum larg, o luncă vastă, care mai ales în aval de Călărași începe să aibă o dezvoltare impresionantă.

În cursul piemontan, Dunărea exercită o puternică eroziune liniară cu tendințe de abatere spre dreapta. Pantele fluviului sînt încă destul de mari, variind în jur de 10 cm/km, ceea ce depășește de două ori panta din aval de Țigănaș. Prin urmare, lipsește lunca propriu-zisă inundabilă, albia fluviului reușind să cuprindă volumele cele mai mari de apă din timpul viiturilor.

Dovada dominării eroziunii liniare o prezintă seriile de insule deja neinundabile, dintre care cele mai cunoscute sînt Simianul din aval de Turnu-Severin și Ostrovul Corbului, pe care s-au găsit urme de așezări permanente preistorice.

În cuprinsul acestui sector, Dunărea curge la limitele sudice ale imensului con relict de dejecție format de ea însăși în villafranchian, pe care în prezent sînt grefate terasele cuaternare ale ei. Marea buclă din aval de Turnu Severin, la capătul căreia se află Ostrovul Corbului, se formează pe „calapodul" rocilor neogene mai rezistente, care reprezintă o prelungire a Podișului Miroč dinspre R.S.F. Iugoslavia. Tendința de abatere a fluviului spre sud și spre vest se produce din cauze tectonice, cu minimul gravimetric pe teritoriul Bulgariei la Mokreš. D. Paraschiv interpretînd noile rezultate ale cercetărilor efectuate în domeniul tectonicii din lungul Dunării (167) stabilește ca zonă de înălțare, ridicarea de la Vidin—Craiova—Optași (sectorul T. Severin-Cetate pe Dunăre) și sectorul Giurgiu-Călărași (ridicarea bulgară de nord-est). Între Cetate-Giurgiu și în aval de Călărași se evidențiază zone de coborîre. La abaterea spre dreapta a Dunării contribuie și simpla aluvionare a cursului din partea stîngă, mai joasă, atît de către fluviu cît și de către afluenți, prin care cursul său este împins spre coasta înaltă a Podișului Prebalcanic. Procesul este ajutat și de Forța lui Coriolis, în virtutea căreia toate cursurile de apă din emisfera nordică se abat spre dreapta.

Lunca Dunării în aceste condiţii este dezvoltată cu precădere pe malul stîng, pe teritoriul ţării noastre. Lăţimea luncii care pe alocuri este sub 2—5 km, se lărgeşte treptat în aval de Ţigănaşi pînă la 3—10 km, iar în aval de Calafat, în dreptul Ostroavelor Ialomiţei şi Brăilei, ajunge la 15—20 km. Suprafaţa luncii după datele existente între Turnu Severin şi Tulcea ajunge la 573 000 ha (149).

Lunca fluviului se divizează longitudinal în mod evident în două fîşii, pe alocuri întrerupte : în *lunca internă*, care reprezintă traseul albiei majore, la extremitatea căreia se depun aluviunile în timpul viiturilor obişnuite (cu frecvenţă de 8—10 ori pe an) formînd grinduri fluviatile marginale. Dincolo de acestea pînă la poalele teraselor dunărene urmează *lunca externă*, fîşia cu numeroase forme erozionale vechi ale Dunării, inundată în trecut în medie de 1—2 ori pe an, mai ales în timpul apelor mari de primăvară. Aici erau cantonate marile lacuri de luncă ale Dunării, organizate uneori în adevărate sisteme lacustre, legate între ele de jepşe, canaluri, gîrle etc. La apele deosebit de ridicate ale Dunării se producea eroziune chiar şi în lunca externă, care de altfel a reprezentat „supapa de siguranţă" după Gr. Antipa şi totodată aria sedimentării aluviunilor dunărene pătrunse în lunca externă. După calculele lui I. Vidraşcu, în timpul viiturii catastrofale din 1897, lunca Dunării a cantonat temporar 24 miliarde m³ de apă.

Totodată, datele cu privire la producţia agricolă a luncii au dovedit fertilitatea deosebită a solurilor de luncă (producţia medie la porumb 2 500—4 000 kg/ha, iar la floarea soarelui 2 000—2 500 kg/ha), pe cele 101 000 ha date în folosinţă agricolă înainte de 1963 (149). În ultimii ani s-a început larga campanie pentru valorificarea terenurilor situate în zona Calafat-Galaţi, unde pînă la sfîrşitul anului 1970 s-au realizat lucrări de îndiguire şi amenajare interioară pe o suprafaţă suplimentară de cca 290000ha în cadrul a 18 incinte, din care 266 000 ha vor intra în fondul agricol al ţării (149). În total deci în lunca şi Delta Dunării în 1970 erau apărate de inundaţii 470 000 ha din care în folosinţă agricolă cca 367 000 ha şi 8 300 ha pepiniere şi crescătorii piscicole.

Dintre lacurile mai mari, asanate, amintim : Fîntîna Banului (4,29 km²), Rastu (24,8 km²), Cîrna (9,2 km²), Nedeia (9,0 km²), în care se vărsa Desnăţuiul, Suhaia (31 km²), în care se vărsa Călmăţuiul Teleorman, Mahăru (8,9 km²), complexul Băneasa-Pietrile-Greaca (74 km²), Boianul (14,3 km²), Călăraşi (fără limanul fluviatil —33,4 km²) etc.

Adîncimea acestor lacuri a fost mică (pînă la 1,5 m), iar regimul lor era strîns legat de schimbul de ape cu fluviul. Alimentarea din rîurile de cîmpie şi din ape freatice era relativ neînsemnată.

Desigur, lucrările de asanare transformă profund şi hidrografia luncii Dunării. Cu excepţia unor luciuri de apă amenajate din complexul Ciuperceni, Bistreţu, Suhaia şi Mostiştea, restul lacurilor dispar, iar pe fundul lor apar canalele de desecare. Fostele organisme de luncă sînt transformate în canale de evacuare, care se termină în staţiuni de pompare.

În dreptul sectorului sud-pontic, în Dunăre se varsă o serie de rîuri carpatice şi balcanice importante şi un număr mare de pîraie, dar mai sărace în debite, formate în incinta piemonturilor Cîmpiei Române şi Podişului Prebalcanic.

Din stînga se varsă în fluviu pe acest sector Jidoşiţa, Topolniţa, Blahniţa, Drincea, Sărăceaua, Desnăţuiul, Jiul, Jieţul, Oltul, Călmăţuiul, Vedea,

Argeşul şi Mostriştea, iar din dreapta sosesc Timokul (la graniţa dintre R.S.F.I. şi R.P. Bulgaria) Lomul, Ţibriţa, Ogosta, Iskerul, Vitul, Osma, Iantra şi Lomul Russe.

Sectorul pontic oriental. Acest sector este de fapt reprezentat de fostele bălţi ale Ialomiţei şi Brăilei, unde lunca fluviului are pe alocuri înălţimi impresionante, de peste 20 km. În lungul lui, în Dunăre, se varsă din stînga numai Ialomiţa şi Călmăţuiul, iar dinspre Podişul Dobrogei sosesc numai cîteva pîraie de mică însemnătate, dintre care amintim: Ceairul, Caulia, Urluia, Peştera şi Carasu, care însă înainte de a se vărsa în Dunăre pătrund în limanuri fluviatile. Pîraiele mici — Dunărea, Chirchirgeaua şi Roştilor — îşi trimit apele direct în fluviu.

Insulele mari (bălţile) ale Ialomiţei şi Brăilei sînt de fapt ultimele rămăşiţe ale fostului lac cuaternar din estul Cîmpiei Române. Transformarea lor în cîmpii acumulative, nu a fost terminată, datorită efectului de eroziune al Dunării, însă ele se află în diferite stadii de colmatare. Balta Ialomiţei, prin poziţia sa din amonte, a captat cantităţi mai mari de aluviuni, fiind deja colmatată mult mai puternic decît Balta Brăilei.

Insula mare a Ialomiţei începe de la despletirea cursului principal al fluviului, cu 8 km în amonte de Călăraşi, în două braţe: cel din stînga poartă denumirea de Braţul Borcea, iar cel din dreapta — Dunărea. Între cele două braţe principale, în dreptul localităţii Pîrjoaia, există o legătură directă prin braţul Bala (Rău). La ramificarea principală de la Silistra (R.P.B.) spre braţul Borcea se îndreaptă abia 2 pînă la 16% din debitele fluviului, în schimb este în plină dezvoltare cursul său spre Bala şi prin intermediul acestuia spre sectorul nordic al Borcei, care la ape mici transportă cea mai mare parte a debitelor fluviului (226). Ele se unesc la Vadul Oii. La Hîrşova, Dunărea se despleteşte de fapt în două braţe, ocolind Ostrovul Gîsca. Braţul stîng se uneşte cu Borcea, primind Ialomiţa în amonte de Vadul Oii. Balta Ialomiţei a fost şi ea ameliorată complet încă din anii 1962—1964. La marginea Podişului Dobrogei, la sud de Cernavodă se înşiră o serie de limanuri ale Dunării, cum sînt: Gîrliţa (14 km²), Oltina (30,3 km²), Mîrleanu (2,68 km²), Vederoasa, Baciului, Cochirleni şi Domneasca. Toate sînt lacuri cu adîncimi mici (1—2 m), eutrofe, cu regim destul de variabil. Ele primesc un aflux important din apele superficiale şi carstice ale Dobrogei de Sud. Dintre ele a fost desecat lacul Cochirleni, iar restul se menţine pentru piscicultură.

Între Balta Ialomiţei şi Balta Brăilei, la unirea fluviului într-un singur braţ, la Vadul Oii, s-a dat în folosinţă de curînd podul rutier care leagă Dobrogea cu restul ţării.

Insula mare a Brăilei este într-un stadiu mai puţin colmatat decît Balta Ialomiţei. Aceasta poate fi cauza depunerii unei importante părţi din aluviuni în incinta Bălţii Ialomiţei încă de la începutul holocenului, dar poate fi ca urmare a unei subsidenţe mai accentuate în această parte a Cîmpiei Române.

Braţele, care o ocolesc, se despletesc şi ele în mai multe cursuri, mai ales în partea vestică a Bălţii: Dunărea propriu-zisă (Vîlciu, Mămuşoaia, Cremenea, Pasca, Calia, Arapu) şi braţul estic, Dunărea Veche sau Măcinul, care

curge pe la poalele Podişului Dobrogei, revenind în Dunăre abia la Brăila. Prin braţul Vîlciu se scurge 60 pînă la 75% din debitul fluviului (226).

În insula mare a Brăilei s-au efectuat, de asemenea, importante lucrări hidroameliorative. Marea majoritate a lacurilor ca: Şerban (25 km²), Ulmul (10 km²), Lupoiul (9 km²), Zagna (5,7 km²), au fost deja desecate în cursul lucrărilor de asanare.

Sectorul nord-dobrogean. Privind din portul Brăila spre satul Smîrdanul Nou, aflat pe malul opus al Dunării, în faţa cercetătorului se deschide perspectiva largă a luncii Dunării care este închisă, spre malul dobrogean, de culmea Pricopanului, a cărei altitudine maximă atinge abia 467 m.

Pe lunca din dreapta, din aval de Brăila, se întinde incinta ameliorată a Bălţii Galaţilor, compusă în trecut din numeroase lacuri de luncă cu dimensiuni mari dar cu adîncimi mici, cum sînt Jijila (12,3 km²), Ploşca (3,36 km²), Crapina (29,4 km²).

La nord, Dunărea curge printr-un singur braţ şi are adîncimi mari (pînă la 20—34 m), făcînd cîteva coturi rapide, determinate şi de structura rezistentă a rocilor de bază dobrogene. Cel mai cunoscut, Cotul Pisicii, face o cotitură de peste 200°, jucînd uneori un rol important în formarea barajelor de gheaţă, a zăpoarelor. Din cauza adîncimilor mari, pe tot sectorul, fundul albiei este sub nivelul mării şi în unele locuri chiar sub nivelul albiilor din Deltă. Aceasta înseamnă că fundul albiei are pante negative, mai ales în aval de Galaţi, cu căderi extrem de mici, de 6—7 mm/km, iar suprafaţa apei este pozitivă.

Din stînga, se varsă în fluviu, pe acest sector, doi dintre cei mai mari afluenţi, veniţi din sectorul pontic, şi anume: Siretul (debit 190 m³/s) şi Prutul (80 m³/s). Între Dunăre şi Prut a existat pînă în anul 1964 unul dintre cele mai mari lacuri dunărene, Lacul Brateş, limanul fluviatil părăsit al Prutului la vărsarea sa în Dunăre. Fundul lacului, cu o extensiune de 7 400 ha, bogat în mîluri organice deosebit de roditoare a fost ameliorat şi redat în bună parte agriculturii; o suprafaţă de 2 400 ha a fost amenajată pentru piscicultură.

În aval, spre Deltă, şi chiar mai departe în stînga Dunării, se înşiră încă o serie de limanuri fluviatile cu o suprafaţă totală de cca 34 000 ha cum sînt: Kahul, Orloveţ-Dervent, Kugurlui-Iaplug (14 000 ha), Katalpug (6 400 ha) şi Kitai (5 000 ha). Aceste limanuri, aflate pe teritoriul U.R.S.S., reprezintă adevăraţii evaporatori ai rezervelor de apă din stînga, din care cauză ele contribuie în mică măsură la creşterea debitelor Dunării.

Ultimul sector — Delta Dunării. De fapt, acest sector al fluviului n-a existat la începutul perioadei cuaternare. Locul lui era ocupat de un golf al Mării Negre, care şi-a schimbat contururile destul de des, în funcţie de variaţiile de nivel ale mării şi de aluviunile depuse de fluviu. Golful a fost umplut cu sedimente fluviatile abia către sfîrşitul pleistocenului şi mai ales în holocen, cînd a dispărut legătura directă a unităţilor acvatice interioare cu marea şi a început dezvoltarea intra-deltaică.

Suprafaţa totală a Deltei este de 5 500 km², din care 4 340 km² se găseşte pe teritoriul R.S. România, iar restul în U.R.S.S. Din extensiunea sa totală, 2 183 km² se află sub dominaţia permanentă a apelor (sub nivelul de „O hidrograde"), iar 148 km² este neinundabilă nici la apele cele mai mari (7).

Partea centrală a Deltei (între brațele Chilia și Sf. Gheorghe) are o extensiune de 2 510 km², zona Dranov 870 km², complexul Razelm-Sinoe 880 km², iar brațele Dunării cca 80 km² (7).

Delta Dunării începe de la prima despletire a fluviului, cunoscută de localnici ca „Primul Ceatal" sau „Ceatalul Chiliei". Lungimea sa în linie dreaptă pînă la mare este de 70 km (pe linia brațelor Tulcea-Sulina — 90 km), iar lățimea maximă a deltei în zona de litoral ajunge la 180 km.

La Cetalul Chiliei, Dunărea se ramifică în două brațe: brațul Chilia, care se îndreaptă spre nord și brațul Tulcea care la rîndul său, în aval de Tulcea, se subdivide în brațul Sf. Gheorghe, care curge în sud și brațul Sulina care curge prin mijlocul deltei.

Partea cea mai veche a Deltei este reprezentată de *delta fluviatilă* care se întinde la vest de linia care ar uni promontoriul nordic al Grindului Letea (satul Periprava) cu peninsula Dunavăț. În sectorul deltei fluviatile toate grindurile s-au dezvoltat paralel cu brațele principale și secundare ale fluviului (fig. 79). La est de delta fluviatilă se întinde *sectorul maritim*, unde prin sedimentarea aluviunilor aduse de curenții marini și dunăreni grindurile s-au format de-a lungul cursului brațelor și a curenților marini cu direcție NS. Grindurile formate în urma acestei sedimentări au aceeași orientare, NS, avînd extremitățile ascuțite în partea lor nordică și lățimi crescînde spre sud, prezentîndu-se fiecare sub forma unui adevărat evantai. Aceste grinduri maritime mai puțin consolidate decît cele fluviatile, au extensiuni mai mari și sînt foarte frecvent acoperite cu dune de nisip (grindurile Letea, Caraorman, Sărăturile).

Spațiile dintre grinduri sînt aluvionate într-un ritm mai redus. Aluviunile dunărene pătrund în ele numai pe căi secundare, din care motiv ele formează o adevărată patrie a apelor (lacuri, mlaștini, plaur). Cunoscute în literatura geomorfologică sub denumirea de „depresiuni deltaice" (fig. 79), acestea sînt: Șireasa-Șontea, Pardina și Matița-Merhei, între brațele Chilia-Sulina și depresiunile Litcov și Roșu-Puiu (Erenciuc) între brațele Sulina — Sf. Gheorghe.

Sub aspectul cercetărilor, Delta Dunării s-a bucurat de o atenție deosebită după 1910 și în special după 1950, urmărindu-se atît geologia deltei cît și geneza și evoluția ei.

Procesul de formare al Deltei a constituit obiectul de studiu a numeroși cercetători de mare prestigiu, cum sînt: G. Munteanu-Murgoci (1912), Gr. Antipa (1914), C. Brătescu (1912 și 1922), Emm. de Martonne (1931), Gh. Năstase (1932), G. Vâlsan (1934), H. Slanar (1945), M. Pfannestiel (1950), V. P. Zenkevici (1956), I. Gh. Petrescu (1957), A. C. Banu și L. Rudescu (1965), E. Liteanu și C. Ghenea (1966), E. Liteanu, A. Pricăjan și G. Baltac (1961) etc.

Golful în care s-a format Delta Dunării, din punct de vedere geostructural, face parte din Depresiunea Mării Negre. La baza depozitelor fluviatile, fluvio-lacustre, fluvio-maritime și a celor deltaice se găsește un strat de argile roșii-cărămizii depus în sudul deltei peste formațiunile paleozoice și mezozoice, iar în centru și nord peste cele pliocene. Depozitele aflate deasupra acestui fundament, probabil villafranchian, în ordinea succesiunii lor pe verticală sînt: un complex psefitic constituit din pietrișuri

și bolovănișuri, un complex pasmitic inferior, unul mediu, un complex psamito-pelitic, un complex psamito-aleuritic și complexul superior aleuritic, toate cu tendință de îngroșare spre sud-est. În prezent prin brațele Deltei se transportă mai ales materiale aleuritice-pelitice (0,002—0,05 mm) și numai în timpul apelor mari se ivesc nisipurile fine, ca aluviuni tîrîte (0,1—0,5 mm).

Deși există multe păreri — uneori contradictorii — în privința stabilirii vîrstei Deltei, autorii ajung în general la concluzia că formarea Deltei a început în perioada transgresiunii flandriene, cînd regiunea respectivă s-a transformat într-un golf. Nivelul apei a depășit pe cel actual cu 2 pînă la 5 m, iar curenții marini din fața golfului, care aveau deja direcție de deplasare N—S, erodînd platforma Bugeacului și antrenînd aluviunile dunărene au depus aceste materiale pe linia grindurilor Letea-Caraorman sub forma unui cordon litoral (perioada optimului climatic postglaciar). Pînă la începutul erei noastre, în urma amplificării procesului, s-a format în prima etapă grindul Caraorman și a început formarea grindurilor Crasnicol, Lupilor și Istria producîndu-se și emersiunea grindului Stipoc. Această etapă se termină (faza II. b) cu formarea grindului Letea, a deltei unghiulare de la gura brațului Sulina și începe închiderea Lacului Razelm prin formarea grindurilor marine de la Gura Portița (fig. 79) (începutul erei noastre). În primul mileniu brațul Sf. Gheorghe își formează o adevărată deltă, prin care se consolidează grindurile Sărăturile și Chituc, iar nivelul mării se stabilește la valorile actuale.

În etapa următoare se ivește o tendință de scufundare în lungul liniei actuale a brațului Chilia (7) și începe derivarea debitelor și a aluviunilor spre nord. În urma acestui eveniment începe o puternică aluvionare în nordul golfului care duce la formarea a trei subdelte în lungul brațului Chilia. Prima, *subdelta Pardinei* se distinge prin grinduri fluviatile și ostroave bine dezvoltate. În aval fluviul își croiește albia prin nordul martorului de eroziune cunoscut sub numele de grindul Chilia Veche. Acesta anastomozează prima subdeltă. În aval urmează apoi *subdelta Babinei*, care este anastomozată de Grindul Letea. Din secolul al XVII-lea începe apoi formarea *subdeltei Chiliei* (Vîlkov — U.R.S.S.) care în scurt timp, pînă în zilele noastre, crește pînă la o suprafață de circa 350 km², dar dacă includem și partea sa frontală (pînă la izobata de 20 m) ajunge la 640 km². Volumul aluviunilor depuse în această incintă ajunge la circa 7,6 km³. În urma depozitării aluviunilor, în prezent, Delta Chiliei crește anual cu circa 121 m spre sud, 80 m spre est și 41 m spre nord (297).

În urma proceselor de aluvionare, transportul de apă și de suspensii între brațele principale se modifică destul de sensibil. Astfel, după cum reiese și din tabelul 32, între 1856 și 1960 pe brațul Chilia ponderea debitelor a variat între 62,5 și 72,8%, avînd o tendință de scădere după anul 1943. Din secolul nostru debitele lichide au crescut în Brațul Sulina cu peste 100% datorită mai ales dragajului permanent al canalului navigabil pe care trebuie să se asigure adîncimea necesară pentru navigație.

În perioada 1921—1960, debitul mediu lichid la Ceatalul Chiliei a fost de cca. 6 300 m³/s, turbiditatea de 340 gr/l, iar debitul mediu de aluviuni de 2 140 kg/s, sau 67 500 000 t/an. După cercetările efectuate (3) repartizarea transportului de aluviuni pe brațele principale este aproximativ egală cu debitele de apă.

TABELUL 32

Repartiția procentuală a debitelor de apă pe brațele principale ale Deltei (3, 178)

Anul	Chilia %	Sulina %	Sf. Gheorghe %
1856	63,0	7,0	30,0
1893	72,8	7,2	20,0
1905	67,0	9,0	24,0
1910	72,0	9,3	18,7
1921	68,0	12,0	20,0
1929	66,5	13,3	20,2
1943	66,8	15,6	17,6
1952	62,7	16,6	20,7
1956	62,6	15,2	22,2
1960	62,5	16,9	20,6

În Deltă se depune în medie circa 0,1% din aluviuni, restul fiind transportate în mare. După observațiile făcute de C.S.A. (3) cantitatea anuală a aluviunilor sedimentate este cea mai ridicată în apropierea brațelor, canalurilor, gîrlelor (600—3 200 g/m²) și mult mai scăzută în lacurile mai izolate de brațe (25 g/m² în zona ghiolurilor Puiu-Roșu). Rolul filtrant al Deltei este observat și de localnici, care disting „apele galbene", tulburi, din gîrle în timpul inundării deltei și „apele negre", transparente, care revin timp îndelungat spre cursurile dunărene, lăsîndu-și bagajul de aluviuni în suspensie în lacuri, mlaștini și cursuri de apă interioare. Acest nămol asigură totodată fertilitatea deosebită a solurilor deltaice negre, formate în mediul îngrășat de putrefacție a vegetației acvatice.

În timpul viiturilor și apelor mari, marea majoritate a teritoriilor depresionare ale Deltei sînt inundate. Examinînd aceste suprafețe s-a stabilit corelația lor cu nivelurile apei la mira hidrometrică de la Tulcea. Reiese, că la nivele scăzute chiar la 3 hidrograde rămîn neinundate numai 37,5%, la 6 hidrograde 22%, iar la 8 hidrograde abia 7,3% (3). Privind graficul din fig. 80 se poate observa că la o cotă oarecare în timpul creșterilor, rezervele de apă din Deltă sînt mult mai mici decît la aceeași cotă în timpul scăderii nivelurilor din brațe, exact ca și în cazul lacurilor de acumulare sau al lacurilor din lunca Dunării. Volumul maxim de aproape 7 km³ acumulat în Deltă a fost observat de I. Vidrașcu în anul 1897. Aceasta reprezintă circa 3,5% din scurgerea medie anuală, ceea ce înseamnă că delta are și un *rol regularizator în regimul hidrologic* al fluviului. Acest fapt reiese și din amplitudinile maxime de nivel (diferența dintre nivelul minim și maxim observat), care scad spre vărsarea fluviului de la cca 500 cm la Tulcea la 110 cm la Sulina.

Cantitatea apei din Deltă este însă influențată și de vînturile puternice, care bat aproape în permanență în această regiune. Astfel, dacă vîntul are direcția VE, se observă o scădere puternică a nivelurilor, ușurîndu-se scurgerea fluviului; în schimb, dacă vîntul are direcție EV, se observă un remuu eolian, o creștere a nivelului pînă la 80 cm la Sulina și 16—18 cm la Primul Ceatal. Este interesant, de asemenea, faptul că în timpul vînturilor estice, apa sărată marină pătrunde în brațele deltei pe la fund, cu o viteză uneori mare (0,3 m/s), pînă la o distanță de 5—10 km de la gura de vărsare (fig. 81). După cum rezultă din tabelul 33, fenomenul de remuu eolian

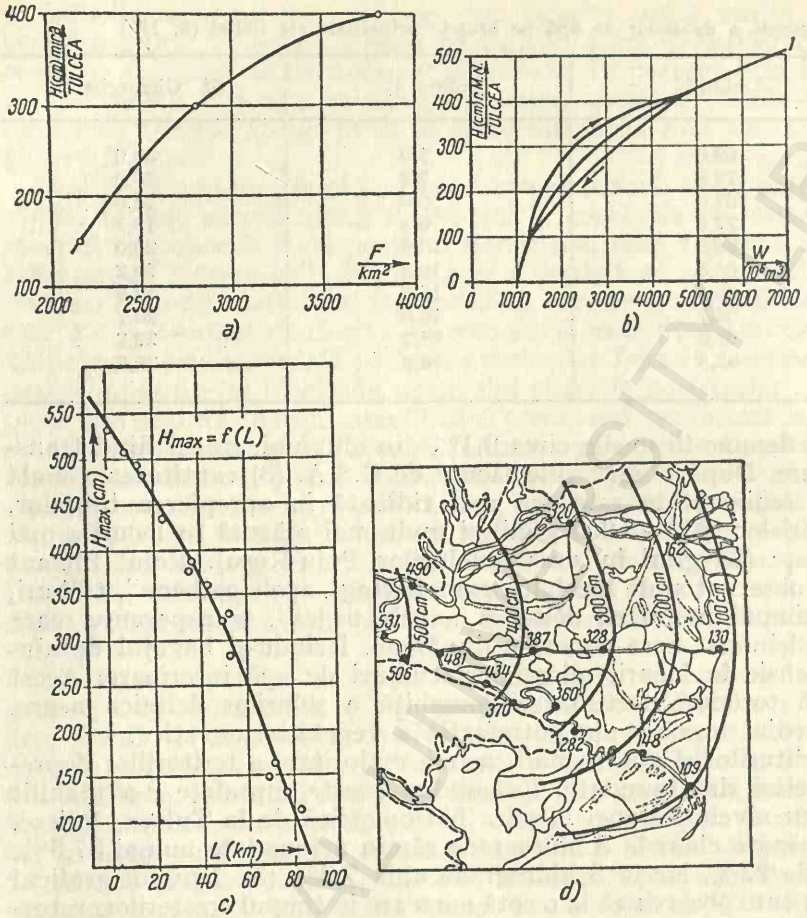


Fig. 80. (*a*) Suprafaţa acvatică a Deltei la diferite cote de nivel, la Tulcea; (*b*) volumul de regularizare în Deltă; (*c*) Scăderea amplitudinilor de mal; (*d*) amplitudinile maxime indicate prin izolinii (3).

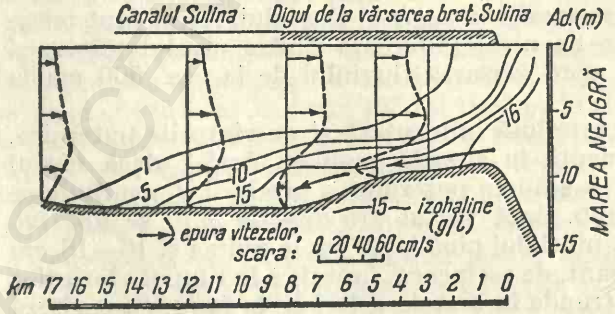

Canalul Sulina
Digul de la vărsarea braţ. Sulina
Ad.(m)
MAREA NEAGRĂ
izohaline (g/l)
epura vitezelor, scara: 0 20 40 60 cm/s
km 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1 0

Fig. 81. Pătrunderea penelor de apă sărată în Braţul Sulina (după C. Bondar) (13). Pe verticală: izohaline; pe orizontală: epura vitezelor.

deltaic este foarte frecvent (93 zile pe an), în timp ce starea regresivă are o frecvenţă mai redusă (32 cazuri/an).

Vînturile cu caracter permanent sînt folosite de mult timp pentru punerea în funcţiune a morilor de vînt care armonizate cu natura deltei formează un peisaj inedit. Datorită randamentului bun pe care îl dau, în condiţiile Deltei, utilizarea lor ar putea fi lărgită mai mult în viitor, pentru acoperirea nevoilor energetice locale (staţii de pompare, producerea curentului electric etc.).

TABELUL 33

Amplitudinea nivelurilor sub acţiunea vînturilor şi frecvenţa lor la Vilkov, în perioada 1945—1960 (3).

Amplitudinea (cm)	16—20	20—40	40—60	60—80	80—100	Total
Remuu eolian (cazuri pe an)	48	33	8	3	1	93
Regresiune eoliană (cazuri pe an)	17	12	3	—	—	32

De asemenea, variaţiile de nivel din Deltă sînt influenţate şi de fenomenul de maree, de flux-reflux. Acesta nu produce variaţii de nivel spectaculoase (între 6—8 cm), dar valurile produse în timpul fluxului pătrund în mod vizibil pînă la 15—20 km spre interiorul Deltei, prin canalul Sulina şi Braţul Sf. Gheorghe.

Toate aceste fenomene, sînt posibile datorită pantelor foarte mici ale nivelului apei din interiorul Deltei, care chiar de la Brăila variază în jur de 5—6 mm/km. La ape ridicate, pantele sînt cele mai mari, atingînd 7,6 cm/km, iar la ape mici pot să scadă pînă la 0,4 mm/km, ceea ce se apropie mult de orizontală, deci şi vitezele medii ale apelor din braţe scad pînă la 0,2—0,6 m/s.

Sub aspect morfologic, Delta Dunării se împarte în trei zone distincte: *zona nordică*, cu extindere mare a ostroavelor şi grindurilor neinundabile, martori de eroziune (Grindul Chilia Veche) în preajma braţului Chilia; *zona centrală*, între braţele Sulina şi Sf. Gheorghe, dominată de ape şi *zona sudică*, reprezentată de teritoriile mlăştinoase ale Dranovului şi complexului Razelm.

Arterele principale prin care apa pătrunde în Deltă în timpul apelor mari şi prin care se drenează rezervele din braţe la apele mici, sînt cunoscute sub numele de *gîrle, sahale şi canaluri**.

* *Gîrlele* sînt elemente hidrografice, generate în urma circulaţiei apei între lacuri şi mlaştini. Dimensiunile lor sînt foarte variate, iar unele dintre ele au fost reamenajate parţial sau integral fiind transformate în canaluri.

Sahalele sînt braţe părăsite de Dunăre, în prezent în curs de colmatare. Ele se deosebesc de canalurile obişnuite prin faptul că sînt însoţite de grinduri formate în perioada activă.

Canalurile sînt cursuri mai adînci de apă dragate, de obicei, de-a lungul unor gîrle în mod artificial. Ele sînt căile folosite frecvent pentru circulaţia cu bărci şi chiar şalupe.

Numărul acestor elemente hidrografice fiind foarte mare, considerăm că în lucrarea de faţă nu este oportuna înşiruirea lor. Dăm totuşi arterele cele mai principale care sînt folosite în circulaţie. Astfel, în zona nordică canalele Goţca şi Pardina fac legătura, prin depresiunea Pardina, între canalele Pardina şi Chilia Veche; canalul meridional Pardina-Baharova-Erablina, face legătura între Chilia Veche şi Dunărea Veche (marele „M") la Mila 23. Din zona centrală, la nord de canalul Sulina, sînt folosite canalul Şireasa, Şontea, Lopatna, Magearu. La sud de Braţul Sulina există un sistem de canale cu circulaţie destul de vastă, paralel cu Sulina, care asigură legătura cu braţul Sf. Gheorghe într-o serie de zone importante pentru pescuit. Axa principală este reprezentată de Canalul Litcov, care porneşte din Braţul Sf. Gheorghe, de la Victoria, trece la sud de lacul Gorgova, iar în dreptul jepşii Cuibida se îndreaptă spre sud, terminîndu-se din nou în braţul Sf. Gheorghe. De la cotul de la Cuibida continuă o legătură cu canalul Caraorman, care porneşte de la satul Crişana şi se termină în lacul Puiu şi Roşu.

În zona sudică, o mare importanţă au canalele Dunavăţ şi Dranov, care transportă apă dulce spre complexul lagunar Razelm.

Teritoriul Deltei este presărat de o mulţime de lacuri şi bălţi (ghioluri) care constituie un tip genetic lacustru bine individualizat, ele ocupînd depresiunile deltaice cele mai adînci şi cele mai slab colmatate. Sînt aşezate spre centrele spaţiilor dintre braţe sau sînt separate de braţe prin grinduri fluviatile. Adîncimea lor este variabilă, maxima nedepăşind însă 2—3 m. Ele se organizează în complexe lacustre pe depresiuni deltaice (3);

În depresiunea Şireasa, la nord de Braţul Sulina, sînt cantonate zeci de lacuri mai mici, cel mai mare dintre ele fiind lacul Baciu, de 90 ha, Tătaru şi Lung, fiecare în jur de 220 ha.

În depresiunea Pardina întîlnim numeroase lacuri separate de sahale şi grinduri fluviatile. Cele mai mari sînt cele din complexul Tatanir (700 ha), Tihaiul Mare (400 ha), Bacium (300 ha), Andronic (90 ha) etc.

În depresiunea Şontea-Furtuna, în mijlocul depresiunii, se află ghiolul Furtuna, de 900 ha, cu adîncimea de 1 m. Merită să fie menţionate şi lacurile Băclăneşti şi Ledeanca, fiecare în jur de 300 ha.

În depresiunea Matiţa-Merhei, se evidenţiază Merheiul Mare (circa 1 100 ha), Matiţa (600 ha), Babina (400 ha) şi Dolhei (300 ha), Trei Iezere (500 ha) şi Bogdaproste (300 ha). Lacul Matiţa are o adîncime maximă considerabilă — 3 m,

La sud de Braţul Sulina — *în depresiunea Litcovului* întîlnim lacuri cu dimensiuni mari, cum sînt Gorgova (1 300 ha), cu adîncimea maximă de 1 m, Isacov (1 000 ha) şi Uzlina (500 ha), cu adîncimi pînă la 2 m, şi alte lacuri mari mărunte, legate între ele prin gîrle.

În depresiunea Roşu-Puiu, cel mai mare lac este Roşu cu 1 300 ha, urmînd apoi Lumina (900 ha), Puiu (800 ha), Puiuleţ şi Roşculeţ, cu cîte 300 ha. Adîncimea lor este relativ mare, în jur de 2,5—3 m. Cu excepţia ghiolului Lumina, toate celelalte sînt străbătute de canalul Caraorman.

La sud de braţul Sf. Gheorghe, se află un singur lac de dimensiuni mari şi anume lacul Dranov, care este şi cel mai mare lac de tip deltaic, cu o suprafaţă de 2 050 ha şi o adîncime maximă de peste 2 m. Are legătură cu canalul Dranov.

Tot ca lacuri deltaice pot fi considerate şi lacurile de tip zăton (lagune moarte), cuprinse între grindurile maritime. Datorită acestui fapt, ele au forma alungită şi adîncimea în jur de 1 m. Dintre ele cele mai importante sînt: Zatonul Mare (cca. 350 ha) şi Zatonul Mic (80 ha), Peritеasca Mare sau Coşna (550 ha), Peritеasca Mică (150 ha) şi Leahova, cel mai mare, care are o suprafaţă de aproape 1 000 ha.

■

De formarea Deltei sînt legate şi alte tipuri genetice de lacuri, cum sînt la nord limanurile fluviatile Ialpug-Kugurlui (220 km²), Katlabug (64 km²) şi Khitai (50 km²) pe teritoriul U.R.S.S., iar la sud complexul lagunar Razelm (Razim) (710 km²) şi lacul Babadag (30 km²), liman fluvio-maritim. Cu excepţia complexului Razelm (Sinoe, Goloviţa, Zmeica, Tuzla, Caranasuf, Ceamurila, Calica şi Agighiol), restul lacurilor au apă dulce. Razelmul este îndulcit artificial prin apele Dunării, transportate de canalele Dranov şi Dunavăţ (cu debit de circa 32 m³/s în medie). Aceste resurse vor asigura irigarea unor suprafeţe extinse din nordul Razelmului, care practic se va transforma într-un uriaş rezervor de apă dulce a Dobrogei de Nord.

Mlaştinile ocupă circa 40% din suprafaţa Deltei (2 330 km²). Ele sînt eutrofe şi acoperite permanent sau aproape permanent cu o vegetaţie palustră deasă în care predomină stuful. Regiunile întinse cu stufării, mai ales cele cu fundul nisipos, dau naştere cu timpul la o formaţiune interesantă şi nemaiîntîlnită în asemena proporţii în altă parte a lumii şi anume la zonele de plaur.

Locurile favorabile creşterii stufului se găsesc în zonele unde adîncimea apelor nu depăşesc 1,5 m, asigurîndu-se astfel aerisirea şi mineralizarea necesară mediului în care se dezvoltă. Asemenea condiţii se pot întîlni, mai ales, în depresiunile Pardina, Şontea, Gorgova, Carasuhat, Uzlina şi parţial în Delta Chiliei.

Restul vegetaţiei palustre este reprezentat de papură, pipirig, rogoz, iar cea de uscat de plopul alb, plopul negru, plopul tremurător, frasinul, stejarul pedunculat, părul pădureţ, mărul pădureţ, salcia, ulmul, gîrniţa, aninul negru, teiul, ulmul etc. Dintre speciile subarborete amintim porumbarul, măceşul, păducelul, cruşinul, verigarul etc.

În viitor se preconizează crearea unui număr mare de incinte îndiguite în Deltă, care vor avea menirea de a asigura un regim hidrologic optim pentru o stuficultură şi piscicultură organizate la un înalt nivel. În cazul realizării „compartimentării" deltei, se va reduce parţial rolul ei regularizator, în schimb se vor mări pantele longitudinale, vitezele apei şi se va accentua poate şi eroziunea liniară în braţe, ceea ce ar avea un efect favorabil pentru navigaţie. Lucrări parţiale de îndiguire au şi început, în scopul apărării unor terenuri agricole de-a lungul braţului Chilia (subdelta Pardinei) şi între Tulcea-Mahmudia, de-a lungul braţului Sf. Gheorghe, creîndu-se condiţii favorabile cu precădere pentru culturile de porumb şi legumicultură. Pentru piscicultură au fost realizate, de asemenea, incinte în majoritatea Deltei.

În aval de Baziaș și pînă la vărsare, Dunărea primește 14% din debitele sale, adică 31,5 km³/an. Acest volum de apă provine de pe teritoriul a patru țări, ponderea cea mai mare avînd-o însă România care contribuie cu — 66%. Restul provine dinspre Iugoslavia (7%), Bulgaria (22%) și URSS (5%).

Cu alte cuvinte 86% din scurgerea totală provine în Dunăre din sectorul din amonte de intrarea fluviului pe teritoriul țării noastre.

Bogăția scurgerii medii în diferite părți ale bazinului hidrografic dunărean depinde de bilanțul lor hidrologic. Trebuie să subliniem că marea varietate teritorială a valorilor elementelor bilanțului hidrologic se datorește în primul rînd condițiilor variate de relief și diversității mari a influențelor climatice oceanice, mediteraneene și euro-asiatice continentale.

Regiunile de munte reprezintă, datorită zonalității verticale a factorilor climatici, centrele cu umiditate bogată, care, deși ocupă numai 36% din bazin, dau totuși 75% din scurgerea fluviului la vărsare. Masivele muntoase ale Alpilor, Dinaricilor, Carpaților și Balcanilor constituie adevărate bariere în calea deplasării maselor de aer, acestea reflectîndu-se în repartizarea teritorială a tuturor elementelor bilanțului hidrologic.

Precipitațiile medii (X_0). Masele de aer, care aduc majoritatea precipitațiilor în bazinul Dunării, provin dinspre Oceanul Atlantic și Marea Mediterană. Ele au efecte maxime în fața primelor masive muntoase pe care le întîlnesc în cale. Astfel, influența oceanică în formarea precipitațiilor orografice este mai accentuată în fața versanților vestici ai Alpilor nordici, în bazinele Iller-Lech, în fața Carpaților Vestici din Cehoslovacia, în fața Carpaților Occidentali din țara noastră, iar masele de aer adriatice provoacă ivirea centrelor cu maximă umiditate în zona de izvoare ale Savei (pe pantele sudice ale Alpilor Iulieni) și ale Alpilor Orientali (izvoarele Dravei). Astfel, precipitațiile maxime depășesc 2 500 mm în bazinul Sava Bohinjka (Izvir Savica — 3 141 mm), la izvoarele Kupei pe vîrful Risnjak (altitudinea 1 528 m, precipitații 3 709 mm) și masivul Kapela, în bazinul Drinei, între afluenții Piva-Tara (Durmitor, masivul cu altitudinea de 2 522 m, Stația Iabliar, la altitudinea de 1 450 m — 2 049 mm), precum și în zona de izvoare a Dravei (pîrîul Gschlössbach). Dar în zonele menționate, poate nu contează atît aceste „insule de precipitații maxime", cît repartiția teritorială a cantităților de peste 1 000—1 500 mm, care dau naștere unei scurgeri fluviatile bogate (fig. 82). Asemenea condiții se întîlnesc în toate regiunile alpine, exceptînd văile adînci, în majoritatea Munților Dinarici și cu caracter insular în Carpați. În marile regiuni depresionare, cum sînt: Depresiunea Panonică și cea Pontică, precipitațiile scad sub 600 mm, iar în estul Cîmpiei Române, în Podișul Moldovei și în Dobrogea chiar sub 500 mm. În ultimul caz s-a înregistrat un minim sub 400 mm, iar în Deltă, la Sulina, media precipitațiilor anuale este de 359 mm. Valori scăzute ale precipitațiilor s-au înregistrat și pe versanții orientali ai regiunilor muntoase aflate în condiții pseudo-föhnale (versanții estici ai Munților Apuseni, ai Carpaților Vestici, Carpaților Orientali, ai Balcanilor, Dinaricilor—bazinul Morava—etc.

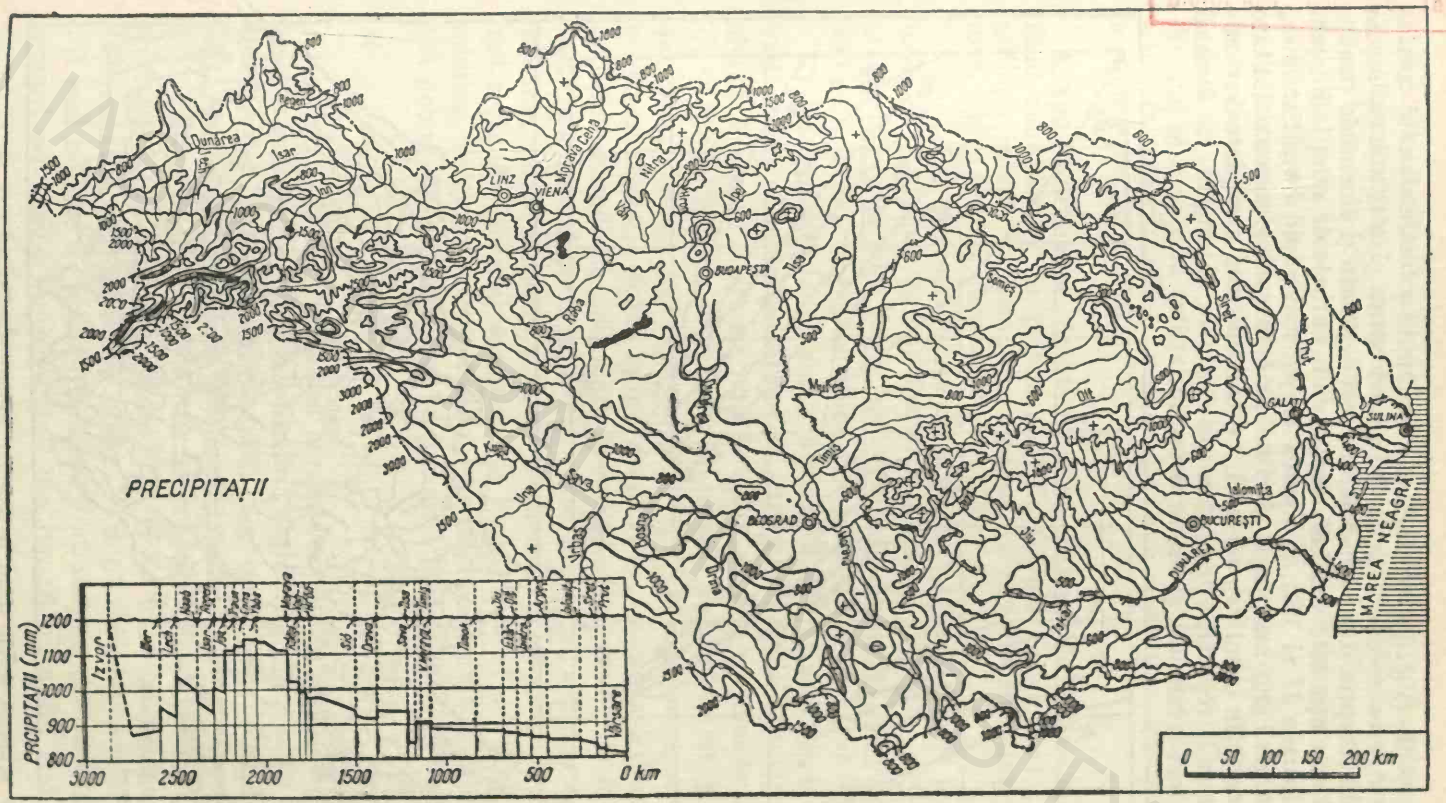


Fig. 82. Harta precipitațiilor medii anuale din bazinul Dunării (I. Ujvári).

Scurgerea medie (Y_0). Pentru regiunile de munte a fost elaborată corelaţia dintre scurgerea medie dată în milimetri strat şi altitudinea medie a bazinelor de recepţie. De asemenea, au fost separate şi raioanele pentru care aceeaşi corelaţie este valabilă. Acolo unde curbele de relaţii sînt mai înclinate (raioanele II şi III), scurgerea creşte mai rapid cu altitudinea, gradienţii scurgerii sînt mai mari , deci ne aflăm într-o regiune cu umiditate mai bogată decît în cazul raioanelor I, cu condiţii mai apropiate de verticală. Comparînd repartiţia acestora pe teritoriu, ajungem la aceleaşi legi care au fost semnalate şi în cazul precipitaţiilor.

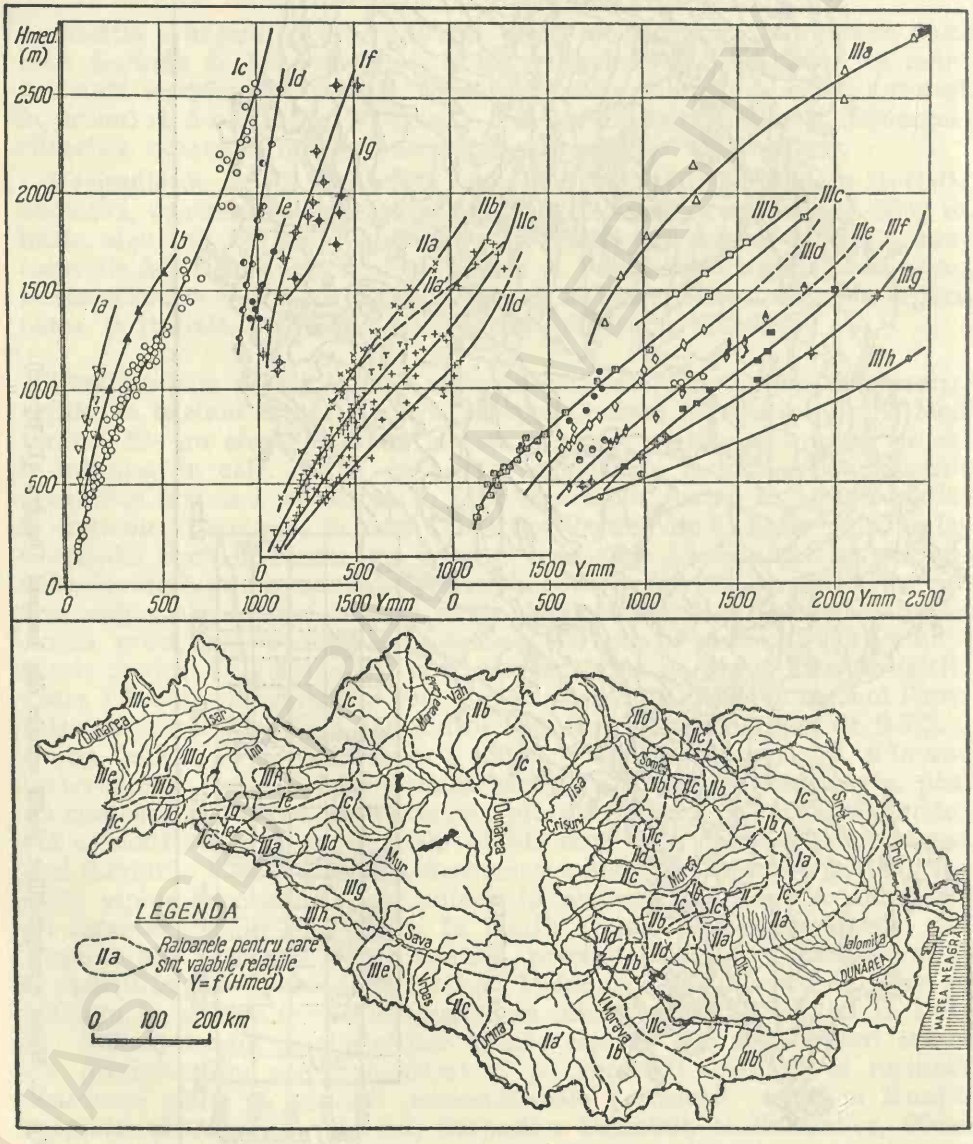


Fig. 83. Funcţia scurgerii medii (*Hm*) în bazinul Dunării (I. Ujvári).

Scurgerea medie depăşeşte 500 mm în toate regiunile alpine şi în Dinarici. La altitudini mari, scurgerea variază între 1 500 şi 3 000 mm, maxima observîndu-se la izvoarele Savei şi Kupei. În restul zonelor muntoase (Carpaţi, Balcani), izoreea de 500 mm apare numai insular, valorile cele mai ridicate fiind în jur de 600—1 400 mm (fig. 84).

În Depresiunea Panonică şi Pontică, scurgerea se reduce sub 50 mm şi în unele regiuni secetoase chiar pînă sub 30 mm. Scurgerea cea mai redusă se observă în estul ţării noastre, în Piemontul Covurluiului (sub 20 mm) şi în incinta teritoriilor semiendoreice din Bărăgan, unde — lipsind scurgerea superficială — valoarea scurgerii medii pe seama apelor subterane nu poate depăşi 5 mm.

Evapo-transpiraţia Acest fenomen variază în limite mai reduse, ea fiind condiţionată în primul rînd de factorii evaporaţiei potenţiale, de radiaţia solară, de condiţiile termice dar şi de cantitatea precipitaţiilor disponibile pentru evaporaţie.

Evaporaţia potenţială este cea mai ridicată în regiunile joase din sudul bazinului: Cîmpia Savei, Timişului, Cîmpia Română, Dobrogea, unde atinge 700—900 mm. Scade apoi spre nord la altitudini joase pînă la 600—800 mm, iar în munţi la altitudini de peste 2 000 m, chiar sub 300 mm.

Evapo-transpiraţia maximă, observată în regiunile piemontane (axă), variază în jur de 580—600 mm în cursul superior al Dunării şi în Depresiunea Panonică şi ajunge pînă la 600—700 mm în Cîmpia Savei, la vest de vărsarea Bosnei, unde atît evaporaţia potenţială cît şi precipitaţiile au valori ridicate. Spre centrul Cîmpiei Tisei şi la sud şi est de Carpaţi, evapo-transpiraţia scade spre cîmpii, din cauza scăderii precipitaţiilor, iar spre altitudinile mai mari, în munţi, din cauza reducerii evaporaţiei potenţiale. Astfel, în Cîmpia Tisei, spre centrul ei, întîlnim valori de 480—500 mm, iar în Bărăgan şi la est de el chiar şi valori sub 400 mm. Acestea sînt regiunile cele mai secetoase din bazin, unde şi scurgerea atinge valori minime. În munţi, evapo-transpiraţia rămîne puţin sub valoarea evaporaţiei potenţiale, scăzînd la altitudini mari pînă la 200—250 mm (fig. 85).

■

Ca sinteză, în fig. 82,84 sînt prezentate valorile bilanţului hidrologic din lungul cursului principal al Dunării, obţinute de pe hărţile precipitaţiilor şi scurgerii (perioada 1896—1955). La întocmirea hărţii scurgerii medii au fost folosite datele de la 935 de posturi hidrometrice. La vărsare, debitul mediu al Dunării este de 6 510 m^3 pentru perioada menţionată. I.S.C.H. a obţinut însă pentru perioada 1921—1960 un debit mediu de 6 290 m^3. Diferenţa se datoreşte în parte — după părerea noastră — utilizării tot mai intense a apelor fluviului şi afluenţilor pentru irigaţii şi în alte scopuri economice. Astfel, datele din fig. 84 oglindesc mai mult situaţia naturală a resurselor de apă.

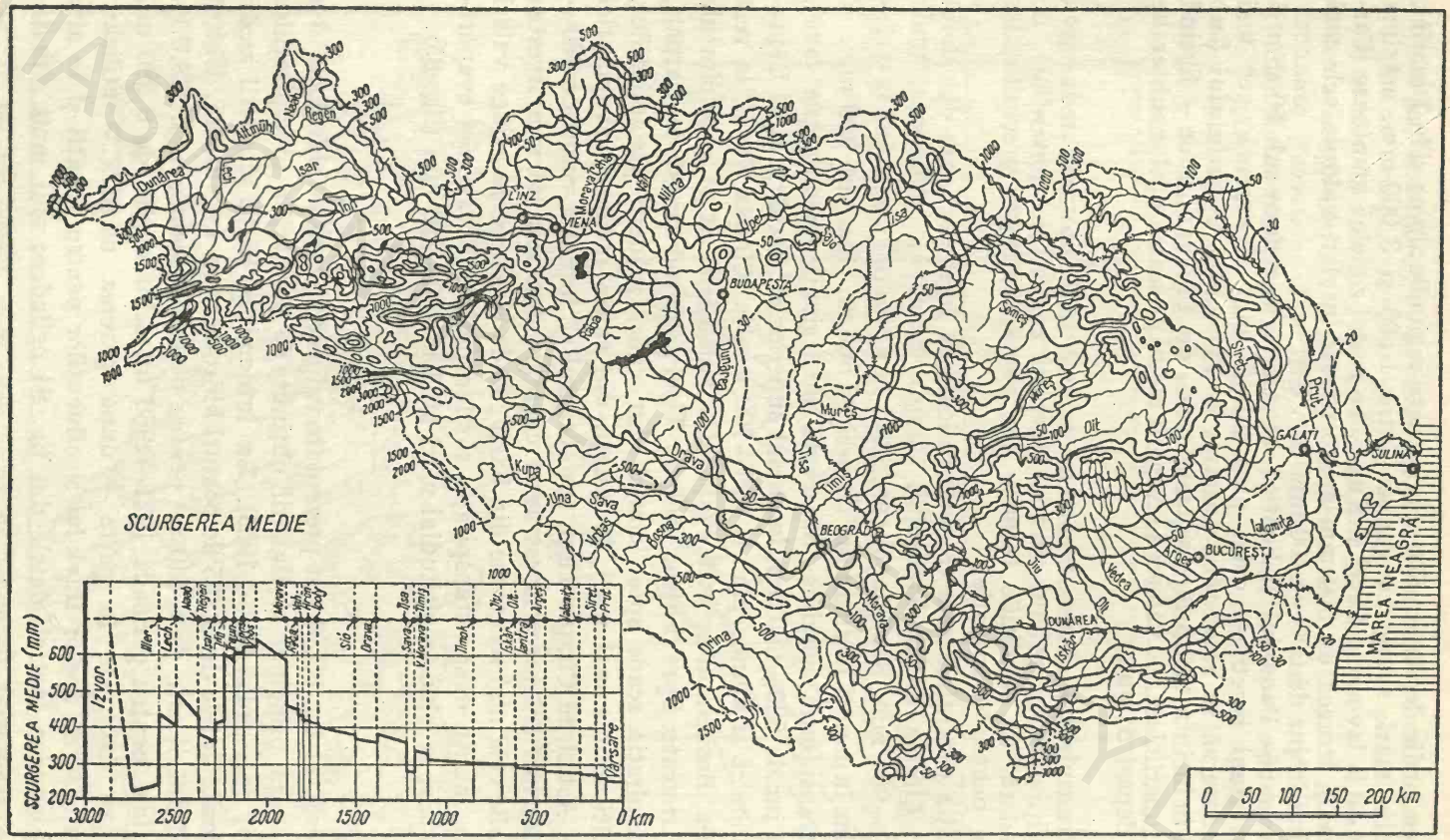


Fig. 84. Harta scurgerii medii (strat mm) pentru bazinul Dunării (I. Ujvári).

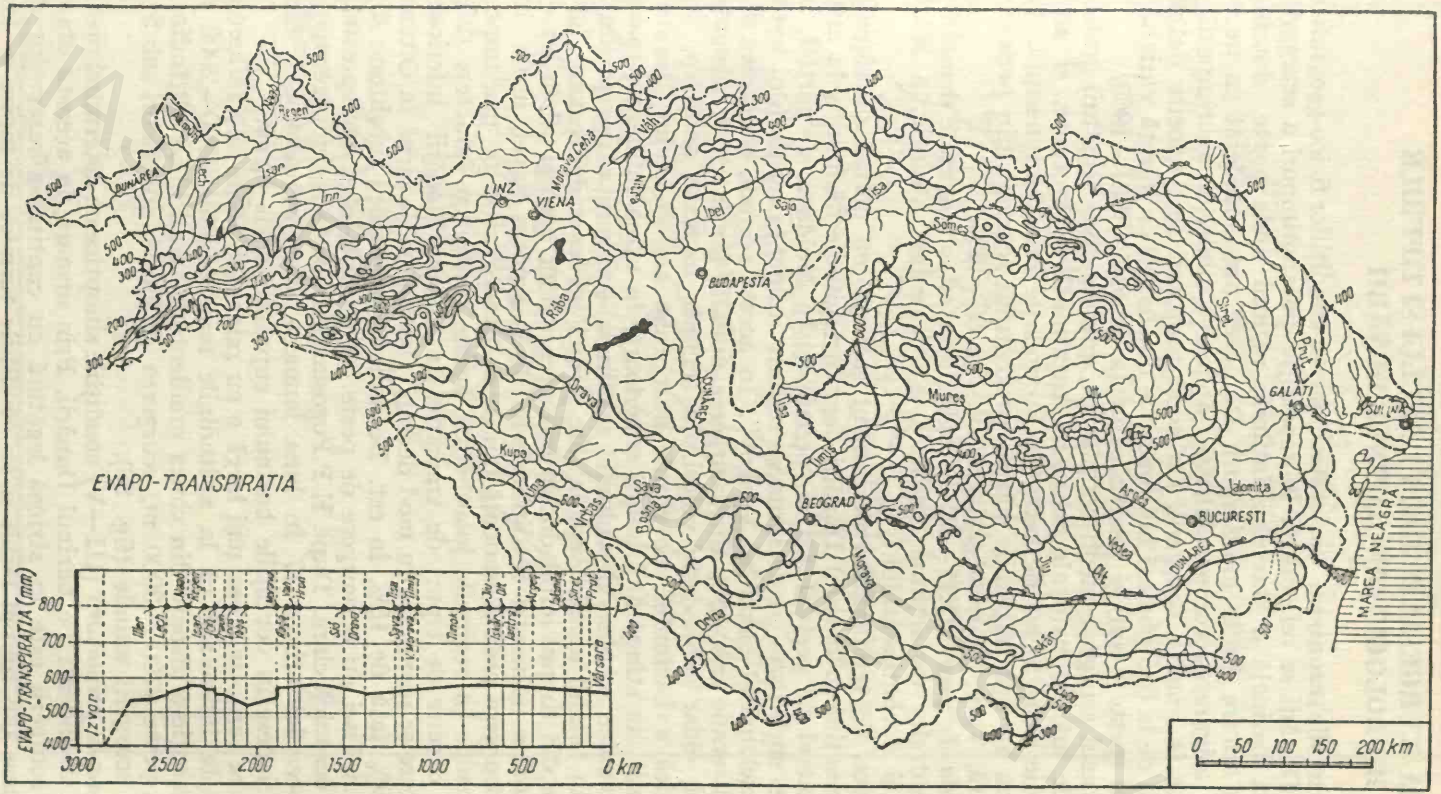


Fig. 85. Harta evapo-transpirației medii (strat mm) din bazinul Dunării (I. Ujvári).

REPARTIȚIA SCURGERII ÎN TIMPUL ANULUI ȘI TIPURILE DE REGIM HIDROLOGIC DIN BAZINUL DUNĂRII

Scurgerea medie sezonieră. Varietatea mare a condițiilor fizico-geografice din bazinul Dunării se reflectă și în repartiția pe anotimpuri a scurgerii. Pe suprafața bazinală a fluviului întîlnim regiuni unde poate domina scurgerea în oricare dintre anotimpuri. De aceea am considerat ca necesară pentru asigurarea comparabilității, aplicarea limitelor anotimpurilor calendaristice în analiza scurgerii. Cu acest scop, au fost folosite datele de observații de la 315 posturi hidrometrice din bazin, cu durată variabilă de observații (peste 8 ani) și pentru perioada generală 1921—1960.

Ca și în cazul scurgerii medii s-a stabilit, prin metoda legăturii grafice între valorile anotimpuale ale scurgerii, exprimate în procente, și altitudinea medie a bazinelor de recepție, o corelație bună, interesantă. Pe baza acestora au fost întocmite hărțile procentului scurgerii din perioada de primăvară, vară, toamnă și iarnă (v. fig. 86—89)

În perioada de iarnă (XII—II) se oglindește cu o fidelitate deosebită influența centrelor de acțiune climatică a Oceanului Atlantic, a Mării Mediterane și a continentului.

Timpul rece, cu temperaturi permanent scăzute, cu pătură de zăpadă stabilă, se menține în bazinul Dunării doar în regiunile de munte, la altitudini în general de peste 1 000 m, precum și în Moldova și, parțial, în bazinul Tisei superioare, unde iarna se resimte influența maximului barometric anticiclonal al „axei lui Voeikov". În aceste regiuni, scurgerea din timpul iernii scade sub 15% din scurgerea anuală, iar în cazul afluenților Prutului, chiar sub aceste valori. În schimb, în acest anotimp, în partea vestică a bazinului, pe rîurile autohtone ale Podișului Bavariei și pe afluenții din stînga ai Dunării superioare, în urma influenței maselor de aer oceanice, se observă volumul maxim al scurgerii, care reprezintă 35—40% din totalul anual. Zăpada este și aici un fenomen frecvent, însă topirile dese din timpul iernii duc la formarea apelor mari și viiturilor de iarnă. În zonele influenței mediteraneene de la izvorul Savei, iarna nu se observă scurgere prea abundentă din cauza lipsei rezervelor mai importante de zăpadă. În regiunile joase, între aceste centre cu caractere diferite, există o serie de tipuri de tranziție. În Cîmpia Dunării inferioare această trecere se manifestă în mod deosebit, scurgerea de iarnă în Oltenia depășind 30% față de 15% în est. De asemenea, rîurile autohtone din estul Cîmpiei Tisei au o scurgere de peste 30% iarna, ceea ce reprezintă o influență oceanică clară. După H.P.Pogosian, în aceste regiuni frecvența ciclonilor oceanici atinge 17 în luna ianuarie, ceea ce provoacă ninsori și topiri dese în condițiile bazinului supranumit de iarnă.

Răspîndirea teritorială cea mai largă o au raioanele aflate sub influență oceanică. Este interesant că la altitudinile mai mari de 1700—2000 m această diferențiere dispare din cauza gradienților termici. La altitudinea glaciațiunii, peste 2700 — 3000 m, scurgerea de iarnă are valori sub 5% din totalul scurgerii anuale (fig. 86).

În perioada de primăvară (III—V) condițiile sinoptice nu determină precipitații prea abundente pe bazinul Dunării. Prin urmare, în această etapă abundența scurgerii este în strînsă legătură cu cantitatea rezervelor de zăpadă rămase din timpul iernii și cu condițiile termice de topire a lor.

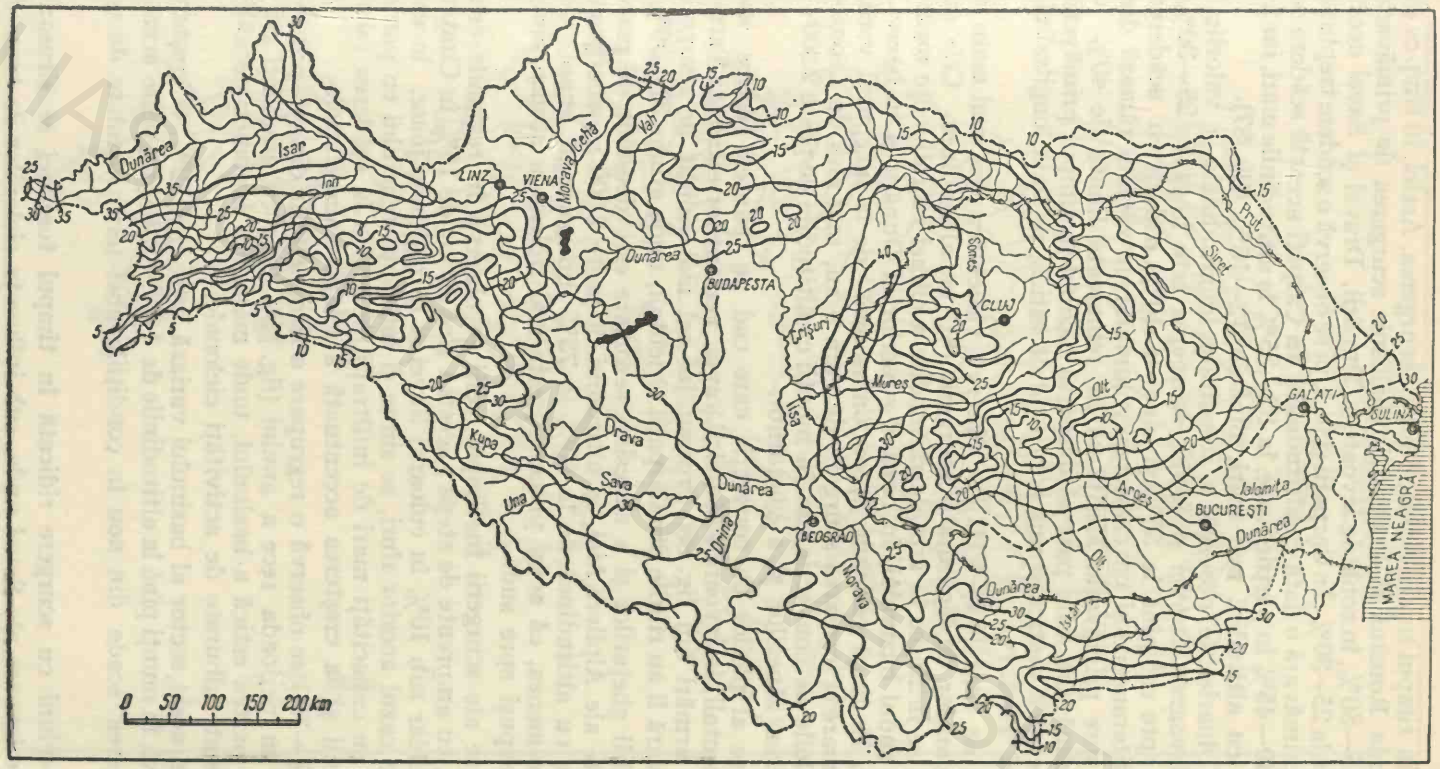


Fig. 86. Scurgerea medie (% din anual), din timpul iernii, în bazinul Dunării. (I. Ujvári).

Ploile căzute în timpul topirii ridică, desigur, scurgerea. Astfel, în timp ce în Moldova, Cîmpia Română şi Podişul Prebalcanic scurgerea de primăvară variază între 45—50%, în zona de izvoare a Dunării, Dravei şi Savei acest procentaj scade la 25—30%. În Carpaţii şi în Alpi se observă o scădere treptată a scurgerii de primăvară o dată cu altitudinea. În Carpaţi această scădere se produce de la 40—45% în părţile joase, la 32—35% la altitudinile mari, iar în cazul Alpilor, cu altitudini mai mari, pînă la 12—15% (fig. 87).

În Munţii Dinarici se observă o zonalitate longitudinală a valorilor scurgerii: la izvoarele Dravei şi Savei, scurgerea este în jur de 25—30%, crescînd apoi spre est pînă la 35% şi apoi la 40%, o dată cu scăderea influenţei mediteraneene şi cu creşterea volumului de zăpadă rămasă din timpul iernii spre primăvară. Merită să fie remarcată limita de 40% a scurgerii de primăvară, care pare să despartă bazinul în timpul primăverii într-o zonă oceanică vestică şi una continentală estică, pe linia longitudinii estului Cîmpiei Tisei.

În perioada de vară (VI—VIII) se observă varietatea cea mai mare a repartiţiei raioanelor de legătură a scurgerii (%) cu altitudinea. Cele cu gradienţi mici se întîlnesc în aria de răspîndire a climei cu influenţe mediteraneene în sudul bazinului, în bazinul superior al Dunării şi în bazinul Moraviei Cehe. Pe lîngă perioada „pseudomusonică" de la începutul verii, o importanţă mare la formarea scurgerii de vară o au, mai ales, în „zonele adăpostite" ploile de convecţie, iar în munţii cu altitudini de peste 2 300—2 500 m, topirea zăpezilor şi a gheţarilor.

Efectul mare al ploilor de convecţie care cad pe pantele estice ale Carpaţilor Orientali, la izvoarele Murei, Dravei, versanţilor estici ai Tatrei etc. se poate urmări din fig. 88. Procentajul cel mai ridicat de scurgere din ploile de vară îl au rîurile din Carpaţii Orientali, unde atinge 32—36%.

Efectul topirii gheţarilor şi a zăpezilor sezoniere este deosebit de mare în zonele înalte ale Alpilor. Aici, la altitudini de peste 2 000 m, scurgerea de vară creşte cu altitudinea de la 40% la 73% din volumul anual. Se observă, de asemenea, că acest procentaj este mai ridicat la acelaşi nivel pe versanţii expuşi spre sud.

Valori reduse ale scurgerii în timpul verii se observă în regiunile cele mai secetoase, cu amprente de stepă; acestea sînt în jur de 15% în Cîmpia Tisei şi scad chiar sub 10% în culoarul Savei şi în regiunile joase, la est de Carpaţi. În cazul acestor rîuri, se simte şi influenţa reliefului cu pante mici şi soluri cu capacităţi mari de infiltraţii, care duc la scăderea esenţială a scurgerii şi la creşterea accentuată a evapo-transpiraţiei.

Toamna (IX—XI) se observă o regrupare a raioanelor în direcţia poziţiilor observate în perioada rece a anului (fig. 89). Cele cu gradienţi mici se observă în partea estică a bazinului, unde maximele barometrice anticiclonale nu sînt tulburate de activităţi ciclonale.

Scurgerea în acest sector al bazinului variază între 8 şi 12%. O creştere slabă se observă în munţi pînă la altitudinile de 1 800—2 000 m; peste această cotă scurgerea scade din nou în condiţiile unei ierni instalate de cu toamnă.

Singurele regiuni cu scurgere ridicată în timpul toamnei se situează în regiunile de izvoare ale Savei unde, sub influenţa ciclonilor de toamnă

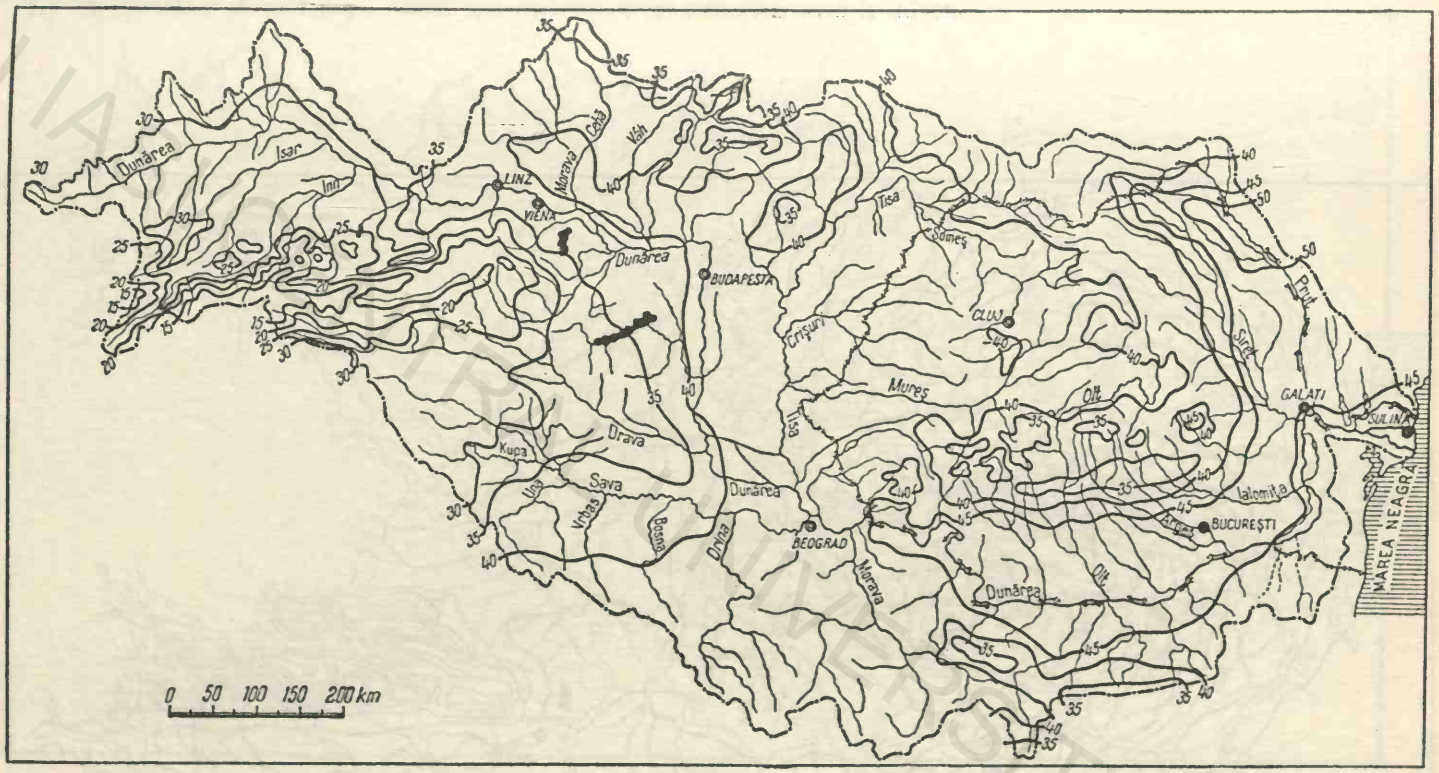


Fig. 87. Scurgerea medie (% din anual), din timpul primăverii, în bazinul Dunării (I. Ujvári).

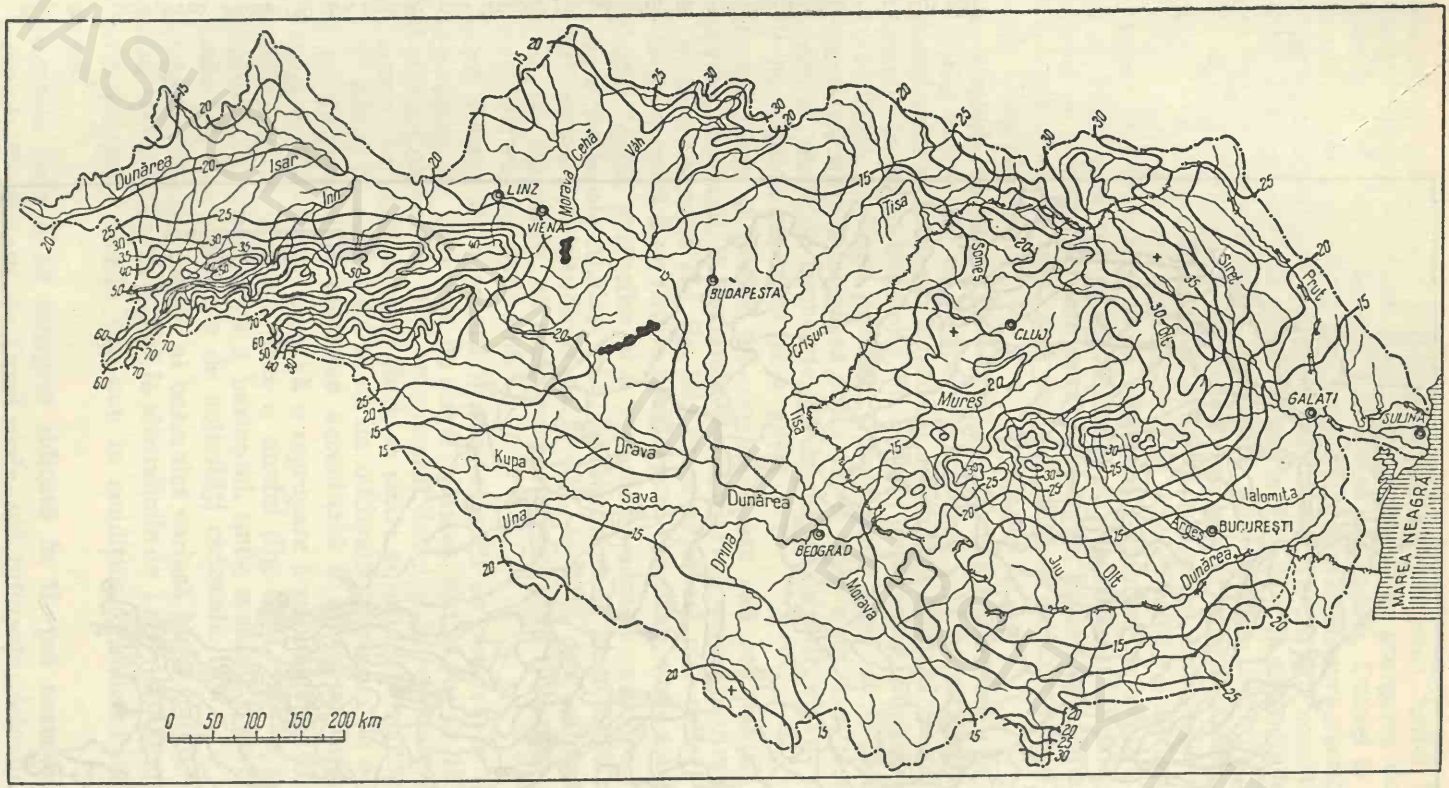


Fig. 88. Scurgerea medie (% din anual), din timpul verii, în bazinul Dunării (I. Ujvári).

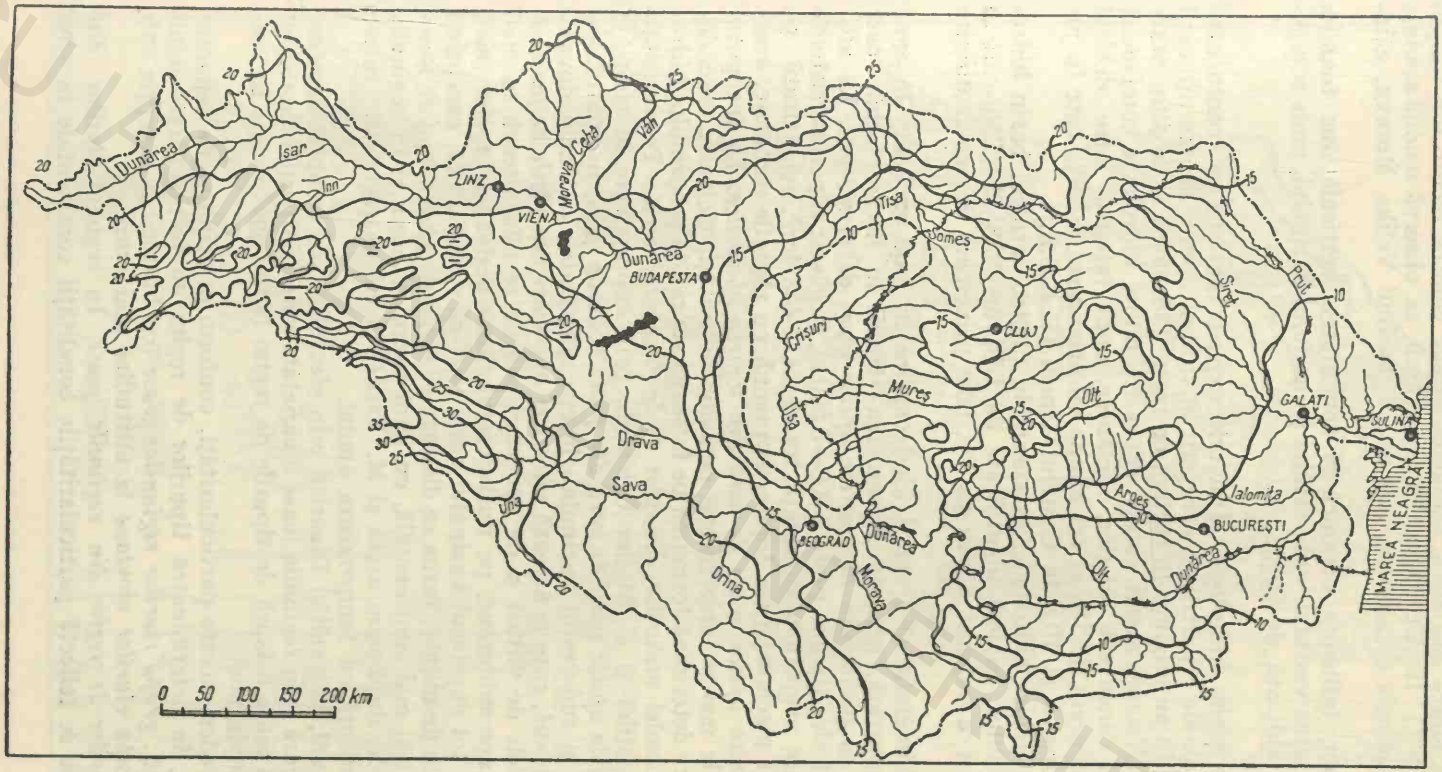


Fig. 89. Scurgerea medie (% din anual), din timpul toamnei, în bazinul Dunării (I. Ujvári).

veniți dinspre Marea Adriatică, scurgerea atinge valorile record din timpul anului (35—38%). În Alpii Dinarici, în schimb, se observă o nouă scădere zonală longitudinală a valorilor, spre est, în bazinul Velika Morava, atingînd 15%.

În ansamblu, influența oceanică și zonalitatea verticală duc toamna la individualizarea vestului, sud-vestului și nordului bazinului, unde scurgerea este mai ridicată de 20%.

Tipurile de regim hidrologic. Din cele expuse mai sus se conturează legile principale de repartiție a scurgerii în timpul anului pentru afluenții Dunării, care își au originea în regiuni cu regim hidrologic și de alimentare foarte variat. Tocmai acesta este și cauza regimului hidrologic compensat al Dunării în cursul său inferior, românesc, unde raportul între debitul maxim cu asigurare de 1% și cel minim cu asigurare de 99% este în jur de 13,7 la Orșova și 10,8 la Ceatalul Izmail (U.R.S.S.)

Tipurile de regim hidrologic, în ansamblu pentru întregul bazin hidrografic al fluviului, au fost identificate de I.Újvári (253, 254, 255) care în cursul analizei a separat 19 tipuri, cu faze principale de regim diferite (fig. 90).

Bazinul hidrografic al Dunării fiind cuprins în mod exclusiv în zona climatică temperată, permite acumularea zăpezii în fiecare iarnă, care prin topirea sa primăvara dă naștere *apelor mari de primăvară*. La altitudinile mari ale Alpilor, peste 2 800—3 500 m, se găsesc zăpezi persistente și ghețari care acoperă o suprafață totală de 1 445 km², repartizată pe 25 de unități glaciare; prin topire, împreună cu zăpezile sezoniere, acestea dau naștere *apelor mari de vară din topirea ghețarilor*. La începutul verii, în lunile mai și iunie începe perioada activității ciclonale pseudomusonice, care determină formarea pe întreaga suprafață a bazinului hidrografic al perioadei *viiturilor din ploi de la începutul verii*. Pe versanții estici ai Carpaților și ai Alpilor Orientali, prin suprapunere în timp, ia naștere *perioada apelor mari de vară din ploi*. Toamna și la începutul iernii, în sudul și sud-vestul bazinului, începe activitatea ciclonală dinspre Marea Mediterană, care generează *viituri și ape mari din ploile de toamnă*. Între perioadele de viituri și de ape mari, rîurile se alimentează în mod exclusiv din ape subterane, pe rîuri observîndu-se perioadele apelor mici. Se disting în tot cuprinsul bazinului *apele mici de vară-toamnă*, exceptînd regiunile înalte de munte. Iarna se distinge și *perioada apelor mici de iarnă* în partea estică, mai continentală, cu ierni aspre în bazin și în regiunile de munte unde, după cum arată și M. Pardé, fazele de regim sînt într-o strînsă dependență cu temperatura anului.

Alpii, Carpații, Balcanii și Dinaricii prin efectul lor de compartimentare climatică asigură și în regiunile joase o varietate mare a tipurilor de regim, care diferă în mare măsură de tipurile de regim hidrologic zonale în sensul larg al cuvîntului.

Avînd în vedere aceste particularități, conform principiilor de separare fazo-genetice, în determinarea tipurilor de regim au fost separate două grupe de bază: *grupa rîurilor regiunilor joase* (cu bazine de recepție sub 750 m) și *grupa rîurilor montane* la altitudini mai mari.

Grupa tipurilor de regim din regiunile joase. În regimul rîurilor din regiunile joase se reflectă particularitățile zonalității continentale în sens

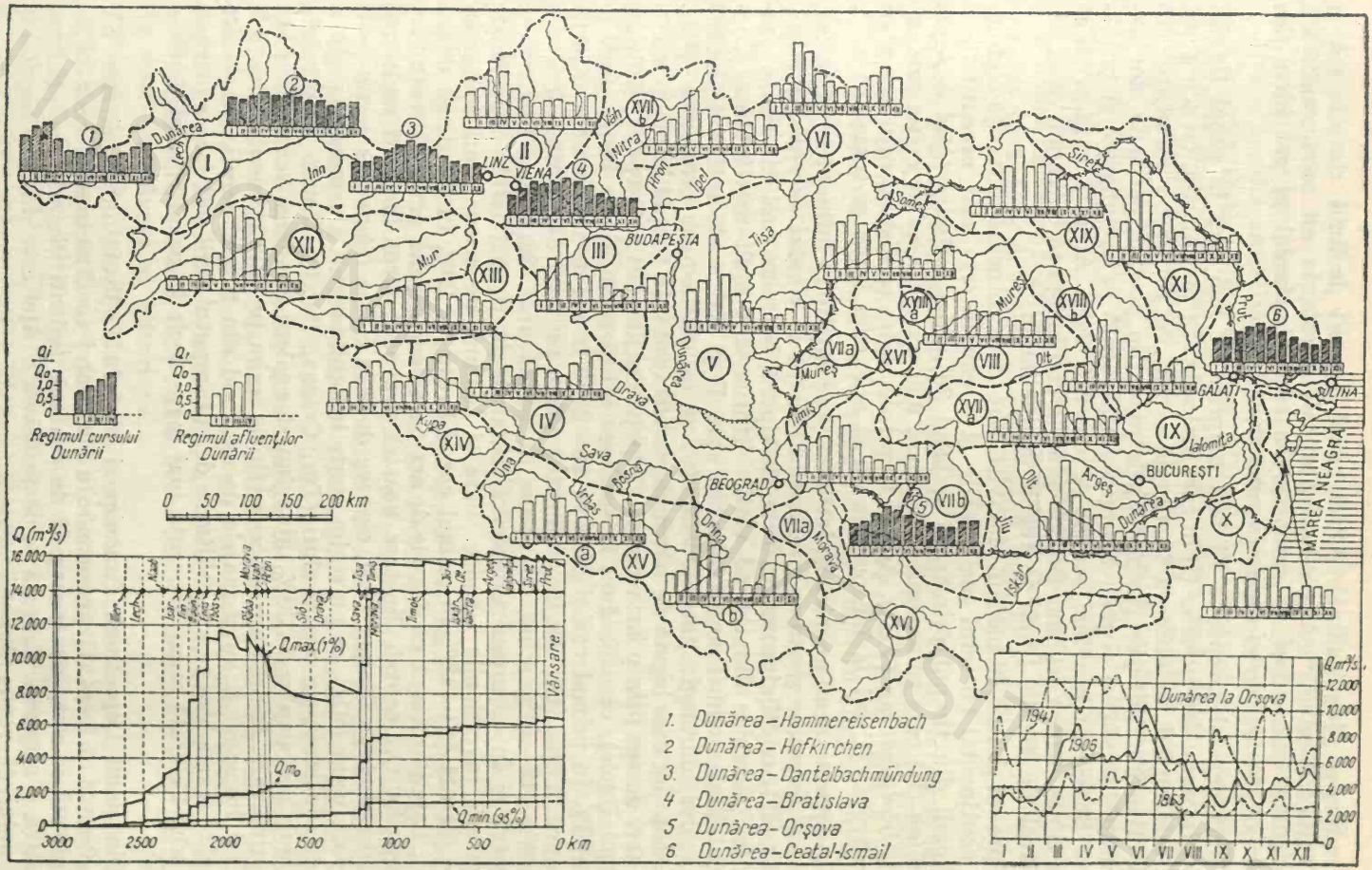


Fig. 90. Harta tipurilor de regim hidrologic din bazinul Dunării (I. Ujvári).

latitudinal şi longitudinal. Astfel, dacă la vest de linia de creastă a Carpaţilor domină efectele *climei Europei centrale*, la est se accentuează particularităţile *climei est europene*. În sudul bazinului se pot identifica unele efecte ale *climei submediteraneene, adriatice*.

Clima central-europeană îşi lasă amprentele mai ales în cazul *tipului de regim danubian superior* (I) în care perioada cea mai umedă, cu scurgerea cea mai bogată se observă în timpul iernii, ca urmare a influenţei climei atlantice. Viiturile şi chiar apele mari din această perioadă sînt alimentate din zăpezi şi ploi. Scurgerea abundentă se prelungeşte şi primăvara. Scurgerea cea mai redusă se observă vara. Această caracteristică este tipică pentru regimul Dunării pînă la confluenţa sa cu Innul, deoarece în aval de acesta tipul de regim devine alpin.

Spre est şi nord, în bazinul Moraviei Cehe se accentuează influenţa regimului continental cu ierni mai stabile şi o concentrare mai accentuată a scurgerii din timpul primăverii (tabelul 34). Aici întîlnim *tipul de regim boemian* (II) care se aseamănă, în mare măsură, cu *tipul de regim pericarpatic transilvănean* (VIII). Aceste tipuri de regim se disting prin ape mari primăvara, viituri la începutul verii şi ape mici iarna şi toamna.

În Depresiunea Panonică se întîlnesc şi se suprapun influenţele atlantice, cele continentale şi submediteraneene. În cazul *tipului de regim panonic vestic* (III) reîntîlnim unele efecte ale tipului boemian însă din cauza convecţiei puternice din timpul verii, viiturile sînt mult mai intense. Continentalitatea climei se accentuează spre E şi NE, unde întîlnim tipurile de regim hidrologic *panonic estic* (V) şi cel *subcarpatic occidental* (VI). Prezenţa lor este legată de pătrunderea frecventă, în timpul iernii, a maselor reci de aer prin poarta dintre Carpaţii Occidentali şi Carpaţii Păduroşi (Pasul Ducla), ceea ce duce la scăderea scurgerii medii de iarnă pînă la 20—28% în primul caz şi pînă la 18—20% în cel de al doilea caz. Rîurile Ondava, Topla, Uh, Horna se disting prin ape mari de primăvară foarte ridicate (42—45% scurgerea medie de primăvară), dar acelaşi fenomen se observă şi în cuprinsul Cîmpiei Tisei, unde în timpul iernii sînt foarte frecvente inversiunile termice. Vara şi toamna pe aceste rîuri scurgerea este scăzută (13—15% în primul caz şi în jur de 20% în cel de al doilea caz). Este interesant că masele de aer oceanice în zona frontală vestică a Carpaţilor Occidentali din ţara noastră provoacă iarna încălziri mult mai intense decît în Cîmpia Tisei, ceea ce duce la ivirea *tipului de regim pericarpatic vestic* (VII), cu un regim foarte instabil iarna. Ca urmare, scurgerea medie de iarnă pe aceste rîuri (Tur, Crasna, Barcău, Teuz, Crişul Alb, Pogăniş etc) depăşeşte 30%, ajungînd să egaleze ponderea scurgerii medii de primăvară. În producerea acestui tip de regim, pe lîngă influenţa atlantică, un rol însemnat îl au şi masele de aer cald din timpul iernii, provenite dinspre Marea Mediterană. Viiturile de la începutul verii sînt foarte intense, de scurtă durată şi cu frecvenţă mai mare decît în cazul tipului panonic estic.

Din sudul Depresiunii Panonice şi pînă în Podişul Liublianei spre SV se observă o treptată accentuare a influenţei mediteraneene, ceea ce se manifestă în creşterea scurgerii de toamnă (viituri din ploi) şi scăderea relativă a scurgerii de vară şi de primăvară. Aici este aria de răspîndire a tipului de regim *panonic premediteranean* (IV).

Depresiunea Pontică, Cîmpia Română și Podișul Prebalcanic sînt, de asemenea, zone de suprapunere a influențelor puternice continentale cu cele oceanice (premediteranean, atlantic). Din această cauză în partea vestică a acestei unități apare un tip de regim foarte asemănător cu tipul pericarpatic vestic: *tipul Olteniei* (VII b), iar spre est *tipul pontic* (IX), cu caracteristici tranzitorii spre tipul de regim continental al Podișului Moldovei: *tipul pericarpatic estic* (XI). În zona amintită scade ponderea scurgerii de iarnă de la 28—30% pînă la 18—20% și crește ponderea scurgerii de primăvară de la 35—40% pînă la peste 50%. Tot în același sens crește, o dată cu indicatorii continentalității climei, și intensitatea viiturilor din timpul verii. În fine, *tipul de regim dobrogean* (X) se distinge prin acumulări reduse de zăpadă iarna, viituri ocazionale, deosebit de intense, primăvara și vara care dovedesc și o influență a Mării Negre.

Grupa tipurilor de regim din regiunile de munte. *Tipul de regim alpin propriu-zis* (XII) se întîlnește pe versanții nordici și sudici ai Alpilor, în cazul afluenților din dreapta ai Dunării superioare (între Lech și Ybbs) și ai Dravei superioare. Ei se disting prin ape mici în timpul iernii și toamnei și prin ape mari primăvara și vara, provenite din topirea ghețarilor, a zăpezilor sezoniere și a ploilor de vară. În zona izvoarelor Dravei ciclonii autumnali care se resimt, determină creșterea apelor de toamnă. Rîurile care aparțin acestui tip influențează foarte mult regimul Dunării superioare și al Dravei superioare îmbogățind scurgerea. Pe versanții estici ai Alpilor orientali, cu altitudini mai mici, se dezvoltă tipul de alimentare pluvială moderată, cu ape mari în timpul ploilor de vară: *tipul alpin oriental* (XIII), care are multe caracteristici comune cu *tipul carpatic oriental* (XIX). Ambele se disting printr-o perioadă de iarnă cu ape mici pînă în luna martie, cu ape mari de primăvară-vară din martie pînă în iulie, cu viituri puternice din ploi convective în mai-iulie. Existența acestor particularități comune se datorește și poziției lor în zona de descendență a maselor de aer de proveniență atlantică (cu accentuarea convecției termice).

Regimul mediteranean și submediteranean montan se transmite Dunării prin afluentul său, Sava. La izvoarele acestuia se formează tipul mediteranean savic (XIV) cu ape mari toamna-iarna și cu viituri în timpul verii. Spre est acest tip se transformă în *tipul dinaric submediteranean* (XV) cu ape mari primăvara, în martie-aprilie, generate în special de acumulările de zăpadă de la altitudini de peste 1000—1500 m și viituri din ploi-vara. Pentru rîurile care aparțin *tipului de regim carpatic apusean și balcanic* (XVI) este caracteristică instabilitatea termică a iernii, cînd se observă topiri masive. Apele mari se produc din topirea zăpezii și ploi în martie-mai pe rîurile care au izvoarele la altitudini de peste 1000—1500 m. De altfel, ele se încadrează în tipurile de regim carpatic cu ape mari primăvara și viituri vara.

Caracteristicile tipurilor de regim carpatic începe să se imprime în regimul Dunării în aval de primirea Váhului și Nitrei care își au originea în Carpații Occidentali cehoslovaci, la altitudini mari. Tipul de regim dominant aici ca și cel din Carpații Meridionali se caracterizează prin ape mari de primăvară-vară (tipurile XVIIa., XVIIb) și prin ape mici toamna

și iarna. Prezența zonelor înalte (2000—2500 m) în bazinele acestor rîuri duce la alimentarea tîrzie a lor din topirea zăpezilor.

Tipurile de *regim carpatic transilvănean* (XVIII a și XVIII b) au o răspîndire mare pe versanții vestici ai Carpaților Orientali. Ele se caracterizează prin ape mari primăvara și viituri vara, fiind asemănătoare cu tipul de regim carpatic vestic (XVI) dar cu un regim de iarnă mult mai stabil, fără topiri frecvente iarna. Elementele specifice acestui tip se întipăresc, mai ales, în regimul Tisei, care prin debitele sale mari îi imprimă și Dunării creșterea ponderii apelor mari primăvara, cu maxima în aprilie.

***

În fig. 90 se poate urmări schimbarea tipului de regim al cursului Dunării de la izvoare pînă la vărsare în urma afluxului de apă adus de afluenți dinspre diferitele regiuni hidrologice. Astfel, se evidențiază sectoarele cu tip:

— danubian superior pînă la confluența sa cu Innul (cu maxima în martie);

— alpin — pînă la Viena (cu maxima în iunie);

— mixt-alpin — carpatic-vestic pînă la vărsarea Tisei;

— carpato-dinaric după primirea Tisei și Savei (cu maxima în aprilie);

— carpatic meridional în aval de confluența cu Oltul și pînă la vărsare (cu maxima în mai).

Viiturile și scurgerea maximă. Pe sectorul românesc se evidențiază clar calitățile de fluviu ale Dunării și în privința viiturilor. Diferitele tipuri de regim din bazinul său își trimit afluxurile de apă în tot timpul anului, iar în cursul principal, prin suprapunere, dau naștere unor unde de viitură de lungă durată, cu variații nu prea intense în timp. Totodată lunca largă a Dunării, în aval de Viena, asigură o atenuare puternică a viiturilor și a debitelor maxime pînă la vărsare. Astfel, pentru formarea unor viituri catastrofale pe sectorul inferior nu este suficient numai un aflux cu debite mari din sectorul alpin și carpatic occidental. Scurgerea ridicată trebuie să cuprindă atît regiunile carpato-dinarice, cît și pe cele balcanice (cazul din 1940 și 1970) altfel chiar și inundațiile cele mai catastrofale din sectorul superior și panonic pot să-și reducă ponderea pînă la intrarea pe teritoriul țării noastre (cazul din 1965).

Frecvența viiturilor în lungul cursului Dunării este cea mai mare primăvara-vara, iar în cazul tipurilor de regim sudice (XIV, XV) toamna-iarna-primăvara. Astfel că, în țara noastră, apariția pe Dunăre a viiturilor este un fenomen foarte frecvent primăvara, vara și iarna.

Studierea sistematică a viiturilor și a debitelor maxime ale Dunării are o vechime mare, însă primele sinteze au apărut abia în zilele noastre (3,226). La elaborarea lor s-a acordat, în mod justificat, o mare atenție atenuării undelor de viitură în lunca largă a fluviului, în aval de Turnu Severin, fapt ce se oglindește și în valorile debitelor maxime. Afluxul dinspre Carpați și Balcani contribuie încă la ridicarea valorilor debitelor celor mai mari pînă la vărsarea Argeșului (Oltenița 17,300 m^3/s), însă pe urmă din cauza efectului de atenuare a luncii largi din aval, ele au tendința de scădere pînă la vărsare. Acest fenomen se oglindește bine în

datele cuprinse în tabelul 34 şi în fig. 90. Astfel, Dunărea la vărsare are debite maxime de primăvară-vară cu asigurarea 1% de 15 700 m³/s (194 l/s/km²), mai puţin decît la Orşova (16 450 m³/s).

TABELUL 34

Parametrii curbelor de asigurare şi valorile debitelor maxime pe faze de regim la posturile Orşova, Oltenița şi Ceatalul Izmail (U.R.S.S.) (226)

Nr. crt.	Postul	Parametrii curbei de asigurare			Debite de diferite asigurări (m³/s)			
		Qm³/s	Cv	Cs	1%	5%	10%	25%
		Maxime de primăvară — vară						
1.	Orşova	10 000	0,23	3 Cv	16 450	14 000	12 900	11 200
2.	Oltenița	10 420	0,23	3 Cv	17 300	14 800	13 600	11 850
3.	Ceatalul Izmail	9 910	0,19	4 Cv	15 700	13 200	12 300	10 700
		Maxime de toamnă						
1.	Orşova	6 480	0,29	2 Cv	12 600	10 400	9 400	8 000
2.	Oltenița	6 700	0,29	2 Cv	12 100	10 200	9 300	7 900
3.	Ceatalul Izmail	6 630	0,26	1,5 Cv	11 000	9 600	8 850	7 750
		Maxime de iarnă						
1.	Orşova	6 720	0,30	2 Cv	12 300	10 400	9 400	7 900
2.	Oltenița	6 950	0,24	3 Cv	11 700	10 000	9 100	7 900
3.	Ceatalul Izmail	7 355	0,22	3 Cv	11 900	11 300	9 050	8 150

Dacă analizăm repartiţia scurgerii maxime de-a lungul fluviului se constată că asemenea situaţii pot fi întîlnite şi în cuprinsul sectorului panonic (v. fig. 90).

Scurgerea minimă. Scurgerea superficială încetează în bazinul Dunării în perioade foarte variate pe teritoriu şi acest fapt se oglindeşte şi în apariţia scurgerii minime pe sectorul românesc al Dunării. Iarna afluenţii alpini, carpatici şi cei din Moldova se alimentează aproape exclusiv din apele subterane pe o perioadă de 40—130 de zile, ceea ce duce la scăderea esenţială a debitelor fluviului. În acest răstimp îi asigură un aflux de scurgere superficială rîurile cu tip de regim danubian superior şi cele dinarice. Cu toate acestea, după cum se poate observa din tabelul 35, scurgerea minimă cu asigurare de 99% are tendinţa de a se forma în această perioadă. Debitele minime reale observate însă s-au înregistrat în perioada de vară-toamnă, cînd scurgerea subterană într-adevăr scade puternic datorită zonalităţii climatice (evaporaţie potenţială ridicată, posibilităţi de secetă în regiunile joase pentru o perioadă de 30—110 zile) şi consumurilor de apă ireversibile (irigaţii).

Legea compensării teritoriale a scurgerii este valabilă şi pentru scurgerea minimă a fluviului.

TABELUL 35

Parametrii curbelor de asigurare şi valorile debitelor minime pe faze de regim la posturile Orşova, Oltenița şi Ceatalul Izmail (U.R.S.S.) (226)

Nr. crt.	Postul	Parametrii curbei de asigurare			Debite de diferite asigurări			
		Q m³/s	Cv	Cs	80%	90%	95%	99%
				Minime de primăvară				
1.	Orşova	3 550	0,36		2 200	1 800	1 600	1 400
2.	Oltenița	4 210	0,38	empiric	2 500	2 100	1 900	1 610
3.	Ceatalul Izmail	4 760	0,39		2 700	2 300	2 100	1 750
				Minime de vară-toamnă				
1.	Orşova	2 530	0,28	4 Cv	1 950	1 750	1 590	1 370
2.	Oltenița	2 880	0,33	4 Cv	2 110	1 880	1 700	1 450
3.	Ceatalul Izmail	3 250	0,35	4 Cv	2 220	1 940	1 730	1 470
				Minime de iarnă				
1.	Orşova	3 070	0,39	3 Cv	2 100	1 850	1 550	1 200
2.	Oltenița	3 490	0,39	3 Cv	2 380	2 020	1 720	1 330
3.	Ceatalul Izmail	3 900	0,40	3 Cv	2 600	2 200	1 900	1 450

Astfel, este de remarcat faptul că, în zona de izvoare cu umiditate bogată debitul minim specific este ridicat, el variind în jur de 3 l/s/km², creşte în sectorul alpin al cursului Dunării la 4—5 l/s/km², pentru ca apoi să scadă din nou la valori de 3 l/s/km² în sectorul panonic. În aval datorită condiţiilor climei continentale tot mai secetoase, scurgerea minimă scade treptat, ajungînd la vărsare la circa 2 l/s/km² (asigurare de 95%), respectiv 1,5 l/s/km² (cu asigurare de 99%).

SCURGEREA SOLIDĂ ŞI ALUVIUNILE DUNĂRII

Scurgerea solidă. Materialele erodate din bazinul de recepţie al fluviului sînt foarte variate ca dimensiuni, însă şi puterea de transport a fluviului variază mult de-a lungul cursului său în funcţie de viteza apei şi debitul fluviului. Astfel, după datele publicate de W. Lászlóffy şi W. Kresser, se constată că din totalul de aluviuni transportate de fluviu pe sectorul superior alpin, 5—20% reprezintă aluviunile tîrîte, cu dimensiuni maxime în jur de 100—150 mm, iar restul reprezintă aluviunile în suspensie (fig. 91). În aval de Budapesta însă, aluviunile tîrîte cu dimensiuni mai mari de 0,35 mm sînt înlocuite treptat de formaţiunile nisipoase fine, de natură mai mult argiloasă. Aceste materiale constituie între altele şi depozitele fluviului din sectorul românesc.

Bilanţul scurgerii solide pentru sectorul ponto-carpatic a fost determinat în cadrul I.S.C.H. (226); C. Mociorniţă şi S. Stănescu au dovedit, în

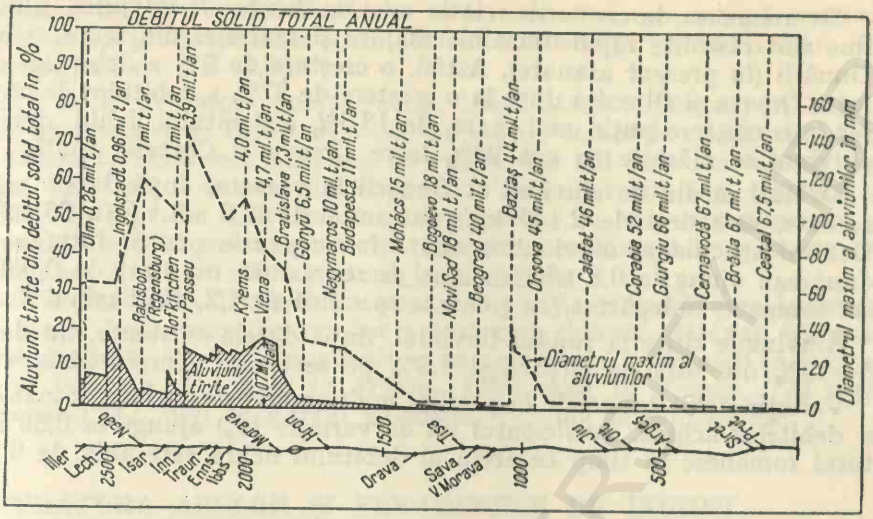


Fig. 91. Repartiţia scurgerii medii solide în suspensie şi a granulometriei medii a aluviunilor tîrîte în lungul Dunării (după László ffy W., Kresser W.). (84).

urma observaţiilor efectuate în perioada 1921—1962, că din totalul aluviunilor în suspensie vărsate de Dunăre în Marea Neagră circa 49% provin dinspre Carpaţi şi Balcani (v. tabelul 36)

TABELUL 36
Bilanţul debitelor solide pe Dunăre (226)

Rîul	Secţiunea	R kg/s	Rîul	Secţiunea	R kg/s
Dunărea	Orşova	1110,0	Dunărea	Orşova	1 110,0
Lom	confl.	3,4	Lom	confl.	3,4
Jiu	Podari	200,0	Jiu	Podari	200,0
Ogosta	confl.	34,4	Ogosta	confl.	34,4
Iskăr	„	33,7	Iskăr	„	33,7
Vit	„	5,7	Vit	„	5,7
Olt	Slatina	200,0	Olt	Slatina	200,0
Olteţ	Balş	75,0	Olteţ	Balş	75,0
Osîm	confl.	7,4	Osîm	confl.	7,4
Iantra	confl.	43,3	Iantra	confl.	43,3
Vedea	Cervenia	21,0	Vedea	Cervenia	21,0
Topolovăţ	confl.	1,3	Topolovăţ	confl.	1,3
Voinişca	„	1,0	Voinişca	„	1,0
Tibriţa	„	2,4	Tibriţa	„	2,4
Scit	„	2,3	Scit	„	2,3
Argeş	Budeşti	100,0	Argeş	Budeşti	100,0
Dunărea	Oltenita	1 765,0	Dunărea	Oltenita	1 765,0
Ialomiţa	Coşereni	125,0	Ialomiţa	Coşereni	125,0
Dunărea	Brăila	1 800,0	Dunărea	Brăila	1 800,0
Siret	Lungoci	450,0	Siret	Lungoci	450,0
Prut	Oancea	52,0	Prut	Oancea	52,0
Dunărea	Ceatal Izmail	2 140,0	Dunărea	Ceatal Izmail	2 140,0

De asemenea, la creşterile relativ mici de debite ale fluviului, aluviunile fine sînt răscolite rapid din albia majoră şi mai ales din sectorul bălţilor Dunării (în prezent asanate). Astfel, o creştere de 9% a debitului de apă între Orşova şi Oltenița duce la o creştere de 37% a debitului de aluviuni, iar la o creştere puţin mai mare, de 13,5% a debitului lichid, debitul de aluviuni se măreşte cu cca 90% între Orşova şi Ceatalul Chilia.

Debitul mediu de aluviuni al Dunării la vărsare, după datele cele mai recente, este deci de 2 140 kg/s sau anual de 66,5 mil.t (sau 55 mil. m^3). Debitul specific al aluviunilor aflate în suspensie pentru întregul bazin dunărean ajung la 0,8 t/ha/an ceea ce reprezintă un strat de 0,066 mm sol compact, îndepărtat, cu greutate specifică de 1,2, din bazinul fluviului.

Aluviunile tîrîte la fundul fluviului, după datele existente, nu depăşesc 5—10% din total la Orşova şi 1,5% pe sectorul Giurgiu-vărsare (226).

Variaţia debitelor solide în profilul multianual este mai accentuată decît a debitelor lichide. Coeficientul lui de variaţie (C_v) ajunge la 0,50 în sectorul românesc în timp ce acela al debitului lichid este abia de 0,20.

PARTICULARITĂŢI CHIMICE

Dunărea, este unul dintre fluviile care, datorită condiţiilor sale naturale, are apele cele mai puţin mineralizate. Acestea au fost şi în bună parte sînt şi astăzi potabile deşi dezvoltarea industriei şi a agriculturii moderne, puternic chimizată, din bazinul Dunării şi-au pus amprenta şi asupra calităţii apei fluviului. Prin numeroase artere se scurg în Dunăre toate apele reziduale, folosite pentru consum de aproape 100 000 000 de oameni, de industrie şi de agricultură. O mare parte din apele reziduale, mai ales cele industriale, sînt vărsate în fluviu şi în afluenţii săi numai după o epurare prealabilă. Cu toate acestea impurităţile ating un procent destul de ridicat, resimţindu-se puternic prezenţa marilor oraşe (Viena, Bratislava, Budapesta şi Beograd) prin numărul mare de bacili (coli şi alţii), în creşterea nitraţilor (NO_3), a clorului, sulfaţilor etc. Dunărea dispune însă de marele avantaj că, datorită debitelor şi vitezelor relativ mari, autoepurarea este puternică şi calităţile apei se îmbunătăţesc simţitor înspre sectorul inferior al fluviului.

Din punctul de vedere al compoziţiei chimice, apele Dunării intră în categoria apelor hidro-carbonatate-sulfatate-clorurate, în grupa calciului. Mineralizarea apelor Dunării pe sectorul românesc este relativ redusă variind, în limite destul de restrînse, între 280 şi 350 mg/l, media la vărsare fiind de 324 mg/l. Aceasta se datoreşte faptului că majoritatea apelor sosesc din regiunile de munte, cu umiditate ridicată, cu soluri puternic spălate; *p*H-ul apelor este în jur de 7,5—8,1 ceea ce ne indică o uşoară alcalinitate.

Radioactivitatea globală ($\alpha + \beta$) a apelor dunărene se află în general în limitele admise de potabilitate (10 pC/l), pe toată lungimea sa. Datorită numeroaselor experienţe nucleare la sfîrşitul celui de al cincilea deceniu al secolului nostru, în 1961, radioactivitatea apelor a depăşit de 3—4 ori valorile actuale. Astfel, în sectorul austriac s-au înregistrat valori de 31 pC/l, dar ele au scăzut încă în 1962 la 16 pC/l (84).

Duritatea totală a apelor dunărene în ţara noastră este redusă, variind între 8,5 şi 9,9 grade germane (cea permanentă este în jur de 1,1—2,0, iar cea temporară de 6,6—7,9).

Debitul ionic depăşeşte debitul solid. După datele existente, în Marea Neagră se transportă 78,84 mil. t de substanţe minerale: 46,5 mil. t ioni de bicarbonat, 11,35 mil. t de ioni de calciu, 6,3 mil. t de ioni de sodiu şi potasiu, 1,57 mil. t de ioni de magneziu, 7,1 mil. t de ioni sulfurici şi 4,4 mil.t de ioni de clor. În afară de acestea se mai menţionează şi transportul de 9,46 mil. t substanţă organică, exprimată în consum de permanganat şi 11,67 mil. t materii în suspensie.

Lacurile din lunca Dunării au avut compoziţie chimică asemănătoare cu Dunărea, însă mineralizarea lor a fost mai ridicată datorită bilanţului lor hidrologic. Ele au ajuns înainte de asanare la 1 608 mg/l în Rastu, 885,6 în Bistreţu, 514 mg/l în Potelu, 1 294 mg/l în Suhaia, 772 mg/l în Greaca, 1 247 mg/l în Ezerul Mostiştei, 727 mg în Ulmeni etc.

TEMPERATURA APELOR ŞI FENOMENELE DE ÎNGHEŢ

Mersul temperaturii apei este, în linii mari, sincron cu regimul temperaturii aerului, excepţie făcînd perioada rece a anului cînd apele Dunării înregistrează valori medii lunare de +1,1— +3,8°C (vezi fig. 92). Temperatura medie lunară a apei este, în general, mai scăzută în porţiunea superioară, alpină, a fluviului unde primeşte o serie de afluenţi montani, cu ape reci şi creşte destul de brusc (cu +0,6 — + 2,0°C) în aval de vărsarea Savei (vezi postul Pančevo). Mediile anuale ale temperaturii apei sînt în general cu +1°C — +1,5°C mai ridicate decît ale aerului, datorită capacităţii de înmagazinare calorică mai ridicată a apei comparativ cu cea a aerului.

Iarna, de-a lungul fluviului, fenomenele de îngheţ sînt foarte variate atît ca formă de apariţie a gheţurilor, cît şi ca durată. Fenomenul de îngheţ se observă aproape în tot cuprinsul bazinului hidrografic, dar podul de gheaţă nu se formează pretutindeni. Chiar şi în cazul cursului princi-

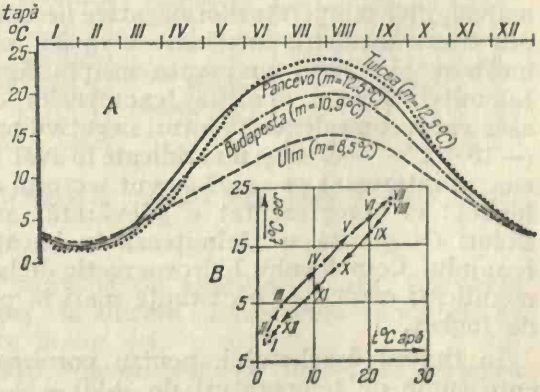


Fig. 92. Variaţia temperaturii apei în patru puncte caracteristice ale Dunării (84).

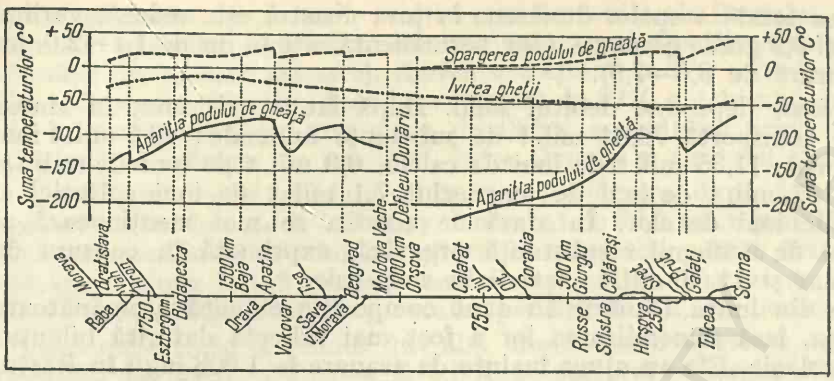


Fig. 93. Suma temperaturilor necesare pentru formarea fenomenelor de îngheţ şi a podului de gheaţă, în lungul Dunării, înainte de terminarea Barajului de la Porţile de Fier (după Horváth S., 73).

pal, există sectoare în care fluviul nu îngheaţă complet, cum sînt: zona de izvoare pînă la Pöchlarn, în R.F. a Germaniei (în amonte de Ulm) sau sectoarele cataractelor superioare (Kahlete); au existat unele mici porţiuni şi în dreptul Cazanelor (Clisura, Şiclovaţ) şi Porţilor de Fier. Lipsesc, de asemenea, fenomenele stabile de îngheţ pe toate rîurile carstului dinaric unde, deşi există condiţiile termice exterioare pentru formarea gheţii, apele carstice subterane, calde de 3—5°C şi iarna, fac imposibilă formarea gheţurilor pe rîuri.

Pentru desfăşurarea navigaţiei în condiţii normale, este foarte importantă cunoaşterea perioadelor normale de apariţie a fenomenelor de îngheţ (gheaţă la mal, scurgerea şi îngrămădirea sloiurilor de gheaţă, zăpoarele şi podul de gheaţă), durata lor şi eliberarea fluviului de gheaţă.

În fig. 93 sînt prezentate valorile sumelor temperaturilor negative (zilnice) necesare formării fenomenelor de îngheţ de-a lungul cursului fluviului, înainte de înfiinţarea lacului de acumulare de la Porţile de Fier. Din studierea graficului se constată că în sectorul panonic şi pontic pentru formarea podului de gheaţă sînt necesare sume de temperaturi de la —70 pînă la —150°C. În sectorul Defileului Dunării însă, începînd cu Moldova Veche, suma valorilor temperaturilor negative necesare au săltat brusc pînă la —200°C, din cauza încălzirii interioare a apelor pe sectorul de cataracte. Această încălzire şi-a lăsat amprenta asupra formării îngheţului pînă la Balta Ialomiţei. Pentru apariţia fenomenelor de îngheţ au fost necesare, de asemenea, sume de temperaturi negative mai reduse în sectorul din amonte (—13,4°C — —40°C) şi mai ridicate în aval (—50°C) de Defileu. Amintim încă efectul interesant pe care l-a avut sectorul de Defileu asupra fenomenelor de îngheţ: el a reprezentat o adevărată „moară de gheaţă" unde marile sloiuri de gheaţă se fărîmiţează în bucăţi mai mici. În urma realizării barajului Complexului hidroenergetic de la Porţile de Fier ne aşteptăm la modificări esenţiale pe distanţe mari în privinţa regimului şi fenomenelor de îngheţ.

În timpul dezgheţului, pentru pornirea podului de gheaţă sînt suficiente sume de temperaturi de +20 — +40°C.

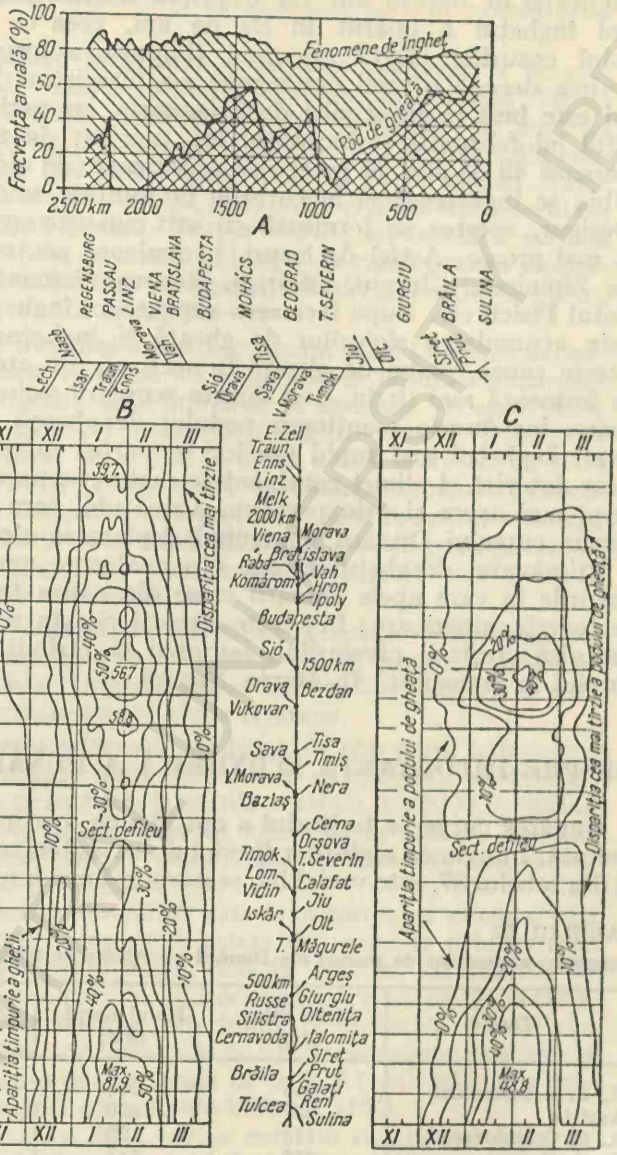


Fig. 94. Frecvența și durata fenomenelor de îngheț în lungul Dunării (după Horváth E., 73).

Datele statistice referitoare la perioada de apariție, durata, frecvența și dispariția fenomenelor de îngheț, la durata și frecvența podului de gheață pe Dunăre sînt prezentate în fig. 94.

În sectorul românesc al Dunării, fenomenele de îngheț se observă de obicei de la începutul lunii decembrie pînă în martie. Fluviul nu

îngheţată în fiecare an. La o primă analiză s-a constatat că din 114 ani îngheţul a apărut în 89 de ani, ceea ce reprezintă 78% din totalul cazurilor. Data cea mai timpurie a formării podului de gheaţă (prima decadă a lunii decembrie) s-a înregistrat în 1903; media formării lui este însă în jurul zilei de 8 ianuarie, iar perioada dezgheţului — sfîrşitul lui februarie şi începutul lui martie; în medie, podul de gheaţă durează 49 de zile. El începe să se formeze, de obicei, în locurile în care albia se îngustează şi la coturile pronunţate unde se formează zăpoare. Desigur, acestea se formează cu atît mai uşor cu cît sloiurile sînt mai mari şi mai groase. Astfel de locuri, periculoase pentru navigaţie, sînt în aval de Zimnicea, Giurgiu, Călăraşi, Rasova, Seimeni, Topalu, Gura Borcii, Cotul Pisicii etc. După formarea zăpoarelor, îngheţul se extinde în amonte, prin acumularea sloiurilor de gheaţă şi îngheţarea lor la margini. Din aceste cauze, podul de gheaţă în sectorul din amonte de Balta Ialomiţei se formează mai tîrziu, deci durata scurgerii sloiurilor de gheaţă este mai mare, iar durata menţinerii podului de gheaţă este mai mică decît în aval. Îngheţul mai rapid are loc în partea inferioară a sectorului românesc datorită şi climei continentale mai accentuate care se manifestă prin ierni mai aspre şi prin prezenţa Crivăţului care bate de obicei în sens invers cursului Dunării, îngreuind deplasarea sloiurilor de gheaţă.

Primăvara, dezgheţul începe din aval spre amonte, dar sînt frecvente cazurile în care apele Dunării cresc din cauza topirilor mai timpurii din sectoarele superioare; în aceste situaţii gheaţa se sparge mecanic la mal, datorită creşterii nivelurilor, iar apoi se fărîmiţează în sloiuri pe care fluviul le transportă în Marea Neagră.

DESPRE IMPORTANŢA ECONOMICĂ A DUNĂRII

Dunărea curge pe teritoriul a opt ţări cu o economie naţională bine dezvoltată. Lungimea malurilor fluviului din statele respective, după cum reiese şi din tabelul 37, este variabilă, sectorul cel mai lung aparţinînd ţării noastre.

TABELUL 37

Lungimea sectoarelor de maluri ale Dunării aparţinătoare ţărilor riverane (104)

Ţara	Malul stîng (km)	Malul drept (km)	Ambele maluri (km)	% din lungimea totală
R. F. a Germaniei	665	634	1 299	22,3
Austria	322	350	672	11,4
R. S. Cehoslovacă	172	22	194	3,3
R. P. Ungară	275	417	692	12,0
R. S. F. Iugoslavia	358	588	946	16,4
R. S. România	942	374	1 316	24,2
R. P. Bulgară	—	471	471	8,1
URSS	134	—	134	2,3

Fluviul Dunăre a avut şi are un rol important în viaţa ţărilor riverane, apele sale fiind utilizate pe lîngă navigaţie şi pescuit — forme străvechi de folosire — în exploatarea hidroenergetică, irigaţii, alimentarea cu apă a populaţiei şi a combinatelor industriale, receptor de ape uzate etc. Lunca

sa largă, dezvoltată în cursul mijlociu şi inferior, este folosită pentru practicarea agriculturii.

Amenajarea Dunării pentru asigurarea securităţii navigaţiei a început încă din secolul al XVIII—lea pe sectorul austriac, cînd Maria Tereza dispune distrugerea obstacolelor ridicate în calea navigaţiei pe sectorul cataractelor de la Persenbeug (Strudel şi Wirbel — 1777). Lucrările continuă pe sectoare, aproape fără întrerupere, pînă în zilele noastre. Între 1887 şi 1902 se corectează braţul Sulina; între 1890 şi 1898 sînt executate lucrările de bază din Defileul Cazane—Porţile de Fier, iar în etapa actuală toate proiectele şi construcţiile de seamă în lungul fluviului prevăd amenajări complexe pentru îmbunătăţirea navigaţiei, folosirea energiei electrice, asigurarea alimentării cu apă a irigaţiilor etc.

Exploatarea raţională a fluviului a fost îngreunată mult în trecut datorită faptului că cele opt state riverane au avut adesea interese contradictorii în folosirea apelor Dunării. Este suficient să amintim, în acest sens, numai cîteva aspecte din istoricul comisiilor dunărene. Astfel, prima Comisie internaţională a Dunării, cu sediul la Viena a fost înfiinţată în 1856 în urma Tratatului de la Paris (1856), după terminarea războiului Crimeii. Paralel a fost înfiinţată şi Comisia europeană a Dunării cu sediul la Galaţi, în care România a fost primită abia după 1871. Din comisii pe lîngă statele riverane mai făceau parte şi alte state ca: Anglia, Franţa, Turcia şi Italia care au căutat să-şi impună interesele lor.

Navigaţia pe fluviu îşi dobîndeşte adevărata libertate abia după cel de al doilea război mondial, cînd la Conferinţa de la Beograd (1949) se hotărăşte înfiinţarea Comisiei Dunării (cu sediul la Budapesta), la care au drepturi egale de participare numai ţările riverane.

Comisia a organizat o reţea adecvată, modernă, de observaţii hidrologice pe Dunăre, au fost uniformizate toate semnele de navigaţie şi au fost întocmite hărţile de navigaţie pe sectoare la scările 1: 15000, 1: 25000, 1: 50000. Se editează anuare hidrologice, se transmit zilnic peste 650 de buletine cu cotele apelor de la peste 140 de posturi hidrometrice, se elaborează zilnic prognoze hidrologice pe sectoare etc.

Un prim pas în „îmblînzirea fluviului" este transformarea cursului său într-o salbă de lacuri, construirea unui sistem de cascade prin care se asigură adîncimea navigabilă pretutindeni pînă la 3,65 m, iar căderile de apă vor fi folosite pentru exploatarea hidroenergiei. Planurile de coordonare internaţională a ţărilor riverane referitoare la utilizarea Dunării pe sectoarele menţionate prevăd construirea a 24 de baraje cu sisteme de ecluze şi hidrocentrale (tabelul 38) cu o putere totală de circa 8,1 mil. kW şi o producţie de energie totală de circa 43 miliarde kWh/an (104).

Din această hidroenergie circa 36% revine cursului superior al Dunării, 19% sectorul mijlociu, iar 45% sectorului inferior. Totodată prin realizarea întregului sistem de cascade se va putea circula pe Dunăre şi cu nave maritime cu un tonaj pînă la 12 000 t. Un exemplu elocvent îl reprezintă Complexul energetic şi de navigaţie de la Porţile de Fier (v. pag. 186) care soluţionează definitiv problemele navigaţiei pe acest sector.

După apariţia primului vapor, al lui Bernhard în 1812, flota fluvială dunăreană a crescut rapid. Înainte de cel de al doilea război mondial au circulat pe fluviu 2 800 de vase, dintre care cele mai multe au fost cele

TABELUL 38

Hidrocentralele în funcţiune şi cele proiectate pe cursul Dunării (104)

Nr. crt.	Hidrocentrala	Statul	Puterea instalată (mii kW)	Producţia anuală de energie (mil. kWh)
1.	Kachlet*	R.F.G.	42	270
2.	Iohenstein*	Austria	140	940
3.	Aschach*	Austria	258	1 553
4.	Ottensheim*	Austria	120	750
5.	Linz*	Austria	80	507
6.	Mauthausen	Austria	90	574
7.	Vallsee	Austria	147	992
8.	Ybbs-Persenbeug	Austria	189	1 252
9.	Melk	Austria	136	907
10.	Rosssatz	Austria	126	838
11.	Graffenwert	Austria	181	1 203
12.	Tulln	Austria	143	952
13.	Klosterneiburg	Austria	181	1 200
14.	Viena	Austria	102	636
15.	Petronell	Austria	193	1 280
16.	Wolfstall	Austria-Cehoslovacia	207	1 224
17.	Dobrohost	Cehoslovacia	187	810
18.	Nagymaroş	Ungaria	150	775
19.	Adony	Ungaria	100	650
20.	Fajsz	Ungaria	55	393
21.	Mohács	Ungaria	1 045	7 940
22.	Porţile de Fier*	România-Iugoslavia	2 050	11,500
23.	Somovit-Islaz	România-Bulgaria	1 000	4 100
24.	Izmail-Tulcea	România-U.R.S.S.	—	—

* Au fost date în exploatare

aflate sub pavilion românesc, iugoslav, austriac şi maghiar. După cel de al doilea război mondial s-a înregistrat o scădere a numărului de vase, pentru ca apoi să crească vertiginos.

De-a lungul sectorului navigabil al Dunării funcţionează peste 100 de porturi fluviale, prin care în anul 1960 au fost tranzitate mărfuri cu o greutate totală de 41 000 000 t, faţă de anul 1950 cu 14 000 000 t. Mărfurile cele mai frecvente sînt: petrolul şi produse petroliere, pirite, mangan şi alte minereuri, grîne, cărbune, materiale de construcţie. Pe Dunărea superioară majoritatea transporturilor de mărfuri se face între Linz (mare centru metalurgic şi de produse chimice) şi Regensburg, staţia finală a vapoarelor cu tonaj ridicat. Porturile Bratislava şi Komarno servesc pentru tranzitul mărfurilor spre Polonia avînd însă ca funcţie de bază legătura Cehoslovaciei cu traseele oceanice. Austria transportă spre ţările din sud-estul Europei şi Mediterana produse metalurgice, chimice, celuloză şi hîrtie. Vasele sub pavilion românesc, bulgar şi sovietic transportă mărfuri spre toate ţările riverane din amonte.

Intensificarea navigaţiei pe Dunăre este condiţionată şi de legăturile acestui sistem cu alte sisteme de canale navigabile din nordul, vestul şi sudul Europei. Între sistemele de legătură amintim în primul rînd Canalul

navigabil Dunărea–Main–Rhein, a cărui finalizare este planificată în R.F. a Germaniei pentru anul 1981. Construirea lui a început încă din anul 792 (domnia lui Carol cel Mare) cînd a purtat numele de „Fosa Carolina". Prima variantă a fost abandonată, însă lucrările s-au reluat în anii 1836 și 1845 cînd a fost terminat Canalul Bamberg-Nürnberg-Kelheim pe o distanță de 178,4 km. El a primit denumirea de Canalul Ludovic, însă vasele care au circulat pe el nu puteau depăși 125 t. Planul canalului modern a fost elaborat în 1921, iar construirea lui a început în anul 1938. Noua variantă începe la Iochenstein și se termină la Mainz străbătînd o distanță de 764 km. Diferența de nivel la care trebuie să urce vasele prin cele 58 de sisteme de ecluze este de 324,5 m la Mainz și 116 m la Iochenstein. La terminarea canalului vor putea circula pe el vase de 1 500 t. Adîncimea asigurată tot timpul anului va fi de 2 m.

Alte planuri care prevăd construirea de canaluri în viitor sînt: Odra și Elba prin intermediul Moravei Cehe, care va permite realizarea legăturii directe între Sulina-Stettin (2 800 km) și Sulina-Hamburg (circa 3 000 km) și Sava cu Marea Adriatică (o altă variantă de legătura prin Velika Morava-Vardar tot cu Adriatica).

Apele Dunării sînt folosite tot mai intens și pentru irigații. Pînă în anul 1980 se prevede ca suprafețele irigate direct din fluviu să ajungă la circa 5 000 000 ha, iar consumul total al apelor în acest scop (din Dunăre și afluenți) să fie de 44 miliarde m^3/an sau 22% din scurgerea medie naturală a fluviului la vărsare. Consumurile vor afecta însă tocmai perioadele cu ape mari (III—VII), iar numeroasele acumulări ce se realizează în Alpi, Carpați, Balcani și Dinarici vor asigura compensarea cerută de regim pentru aceste folosințe ireversibile și în alte perioade.

De asemenea, amintim amenajările făcute în lunca largă a Dunării între Bazinul Vienei și vărsare (exceptînd desigur sectoarele de defilee) pentru construirea digurilor de apărare contra inundațiilor, care pe teritoriul țării noastre au luat o amploare deosebită, mai ales după anul 1960.

Ca urmare a dezvoltării impetuoase a economiei și ridicării de noi orașe, apele Dunării sînt folosite tot mai intens ca ape industriale și în consumul populației. O atenție deosebită se acordă de către organele de coordonare, păstrării calității naturale ale rezervelor de apă, care în anii viitori vor constitui o sursă importantă în alimentarea cu apă a populației.

În sfîrșit o bogăție de seamă a Dunării o constituie stuful din Deltă care exploatat în condițiile nedistrugerii biotopului natural dă o producție anuală de stuf de 8—10 t/h. De asemenea, din apele Dunării se pescuiesc anual 30—40 000 t pește.

CAPITOLUL XVI

Grupa rîurilor nordice. Afluenţii Tisei superioare (Vişeu, Iza, Săpînţa)

Tisa superioară drenează toţi afluenţii care îşi culeg izvoarele de pe versanţii vestici ai Carpaţilor Păduroşi (U.R.S.S.) şi ai Munţilor Maramureş, din nordul Munţilor Rodnei şi Lăpuşului, precum şi numeroasele pîraie nordice şi estice care sosesc din eruptivul Oaş—Gutîi—Ţibleş. Toate rîurile gravitează spre depresiunea tectonică a Maramureşului, considerată ca o adevărată piaţă de adunare a apelor.

Tisa se formează din unirea a doi afluenţi — Tisa Neagră şi Tisa Albă — care drenează o zonă cu umiditate deosebit de abundentă din Carpaţii Păduroşi. Primul reuşeşte să străbată miezul cristalin al masivului Svidoveţ—Cernagora, împingîndu-şi izvoarele pînă spre versantul estic al Svidoveţului (1 883 m, altitudine). După ce părăseşte valea adîncă, transversală din amonte de Belin, se uneşte cu Tisa Albă, care-şi culege apele de pe versantul vestic al Cernagorei (vf. Hoverla—2058 m) şi de pe versantul nordic al Munţilor Maramureşului.

La ieşirea din munţi, rîul primeşte din stînga pe Vişeu. De aici Tisa formează pe o distanţă de 62 km graniţa naturală între ţara noastră şi U.R.S.S. Pe acest sector primeşte de pe teritoriul ţării noastre pe Iza şi Săpînţa, iar dinspre U.R.S.S. rîurile Kosovska, Serednea şi Tereşva. Caracteristica cursului superior este dată de creşterea rapidă a debitelor medii a afluenţilor săi care au o scurgere deosebit de bogată. Astfel, dacă debitele Tisei la intrarea pe teritoriul ţării noastre depăşesc cu foarte puţin debitele Vişeului, la ieşirea sa ajunge la 150 m^3/s, volumul apelor sale etalînd aproape debitul Oltului sau al Mureşului la vărsare (tabelul 39).

Fenomenul, după cercetările cele mai recente, se datoreşte influenţei puternice a climei oceanice cauzată de întîlnirea în această regiune a două traiectorii ciclonale (cele din mai-iulie dinspre Depresiunea Panonică şi cele din august-septembrie dinspre traiectoria baltică), precum şi datorită îngustării treptate spre est, a golfului Tisei superioare care determină în mare măsură reactivarea maselor de aer şi formarea din ele a unor precipitaţii abundente. Este aproape surprinzătoare extinderea mare teritorială a izohietelor de 1 200—1 500 mm şi a izoreelor de 800—1 000 mm la altitudini de 400—1 000 m (v. fig. 95). Pe teritoriul ţării noastre această abundenţă a apei se întîlneşte în încinta bazinelor afluenţilor din dreapta a Ruscovei (Repedea, Frumuşeana şi Bistra).

În privinţa regimului hidrologic Tisa reprezintă tipul de regim carpatic, avînd volumul maxim al scurgerii în luna aprilie şi minime în timpul iernii.

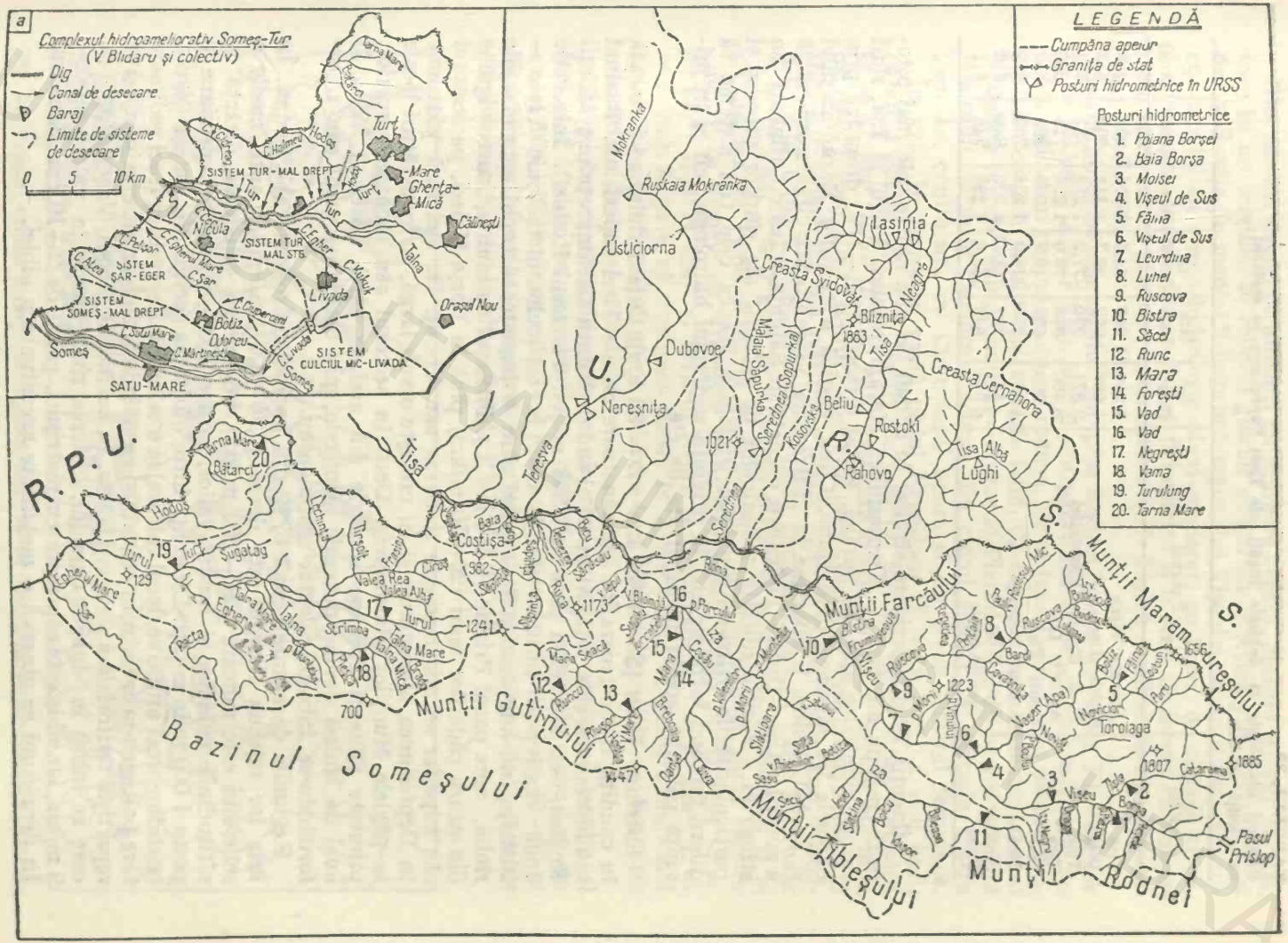


Fig. 95. Reţeaua hidrografică care aparţine Tisei Superioare şi posturile hidrometrice utilizate în studii.

TABELUL 39

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale Tisei Superioare pe sectorul de graniţă cu U.R.S.S.

Rîul	Punctul	S_2 (km²)	Hm (m)	Q_3 (m³/s)	X (mm)	Y (mm)	Z (mm)
Tisa	Amonte Vişeu	1 210	1 080	34,5	1 375	900	475
Vişeu	Confl. Tisa	1 606	997	30,7	1 115	602	513
Tisa	P. h. Sighetu Marmaţiei	3 371	970	77,2	1 224	721	503
Tisa	Amonte Iza	3 400	968	78,0	1 224	721	503
Iza	Confl. Tisa	1 303	658	16,3	935	393	542
Tisa	Amonte Săpînţa	4 946	850	116,0	1 255	739	516
Săpînţa	Confl. Tisa	149	797	3,83	1 320	810	510
Tisa	Graniţă-ieşire	6 345	846	150,0	1 256	745	511

Afluenţii Tisei superioare străbat în cursul lor una dintre cele mai pitoreşti regiuni ale ţării — Depresiunea Maramureşului. Vişeul şi Iza, rîuri surori, care curg aproape paralel, avînd direcţia SE—NV, drenează prin bazinele lor întreaga depresiune. Clina vestică a Munţilor Maramureşului şi nordul Rodnei îi aparţine în întregime Vişeului, iar clina nord-estică a munţilor Oaş—Gutîi—Ţibleş este drenată de Săpînţa şi Iza cu afluenţi din stînga ei. Poziţia diferită a bazinelor de recepţie ale rîurilor precum şi particularităţile fizico-geografice şi litologice, fac ca cele trei sisteme să difere profund între ele atît în privinţa regimului hidrologic, cît şi în privinţa calităţii apelor transportate de ele.

Sistemul Vişeu ($S = 1\,606$ km²; $L = 80$ km). Cursul rîului se formează în condiţii fizico-geografice asemănătoare cu ale Tisei superioare. Bazinul său hidrografic este străjuit în est şi sud de Munţii Maramureşului şi Munţii Rodnei, cu altitudini pînă la 2 305 m (vf. Pietrosul Rodnei). Între cele două masive se întinde de la vest la est culoarul tectonic Vişeu — Bistriţa, un adevărat golf de relief care se îngustează rapid spre obîrşiile rîului, spre pasul Prislop (1 414 m alt.). Pîrîiaşul de munte, foarte viguros din cauza căderilor mari (20—50 m/km) pînă la Borşa-Moisei, pe sectorul său superior se mai numeşte şi *Borşa* sau Vişeuţ. De aici însă pătrunde în Depresiunea Maramureş şi îşi croieşte o vale largă, cu îngustături locale la poalele Munţilor Maramureş. Dacă în sectorul său montan, superior, primeşte afluenţi aproape simetric din ambele părţi, sistemul Vişeu în aval de Moisei devine puternic asimetric spre dreapta, cursul său transformîndu-se într-un colector submontan.

Regiunile de munte ocupă 67% din bazinul hidrografic al Vişeului. În aria lor reţeaua rîurilor este deasă (0,70—1,0 km/km²), panta medie a reliefului este ridicată (293—360 m/km), iar energia reliefului, dictată de altitudinile culmilor şi fundul văilor, atinge 300—400 m în depresiune şi peste 1 000 m în munţi. Diferenţa între duritatea rocilor din munţi (şisturi cristaline, roci eruptive, local calcare) şi a celor din depresiune (roci sedimentare paleogen-neogene uşor erodabile) se oglindeşte în formele erozionale şi în repartiţia teritorială a scurgerii solide. În bazinetele Moisei, Vaser, Ruscova, care se înşiră în lungul cursului, căderea rîului scade la valori de 2—8 m/km, iar albia este căptuşită cu pietrişuri, galeţi de 2—10 cm diametru. În depresiuni se observă o mobilitate accentuată a albiei.

Rîul are un sistem de afluenţi cu scurgere bogată, dinspre Munţii Rodnei, care îşi au originea în relieful glaciar cuaternar. Aceştia prin debitul total de cca 5 m³/s (în medie) îi imprimă regimului Vişeului superior caracteristicile tipului de regim hidrologic nival-moderat, cu topiri de zăpadă tîrzii. La izvoarele unora dintre ei pot fi întîlnite şi o serie de iezere cu dimensiuni mici, lacuri glaciare, identificate de I. Pişotă ca fiind de baraj morenaic (v. fig. 96).

Seria pîraielor din nordul Munţilor Rodnei începe cu Valea Fîntînelelor ($S = 15$ km²; $L = 7$ km). Pîrîul are pante foarte repezi (90 m/km) şi un debit ridicat în timpul scurgerii reduse. Pe el funcţionează şi o microhidrocentrală cu indicatori tehnici foarte buni. Ca o curiozitate amintim izbucul cu debite bogate, sub grohotişul calcaros al Pietrei Rele, de pe valea Podul Izvorului, lacurile glaciare mărunte din circul glaciar şi cascada Piatra Rea. La confluenţa cu Cimpoieşul apare şi un izvor mineral feruginos.

În aval, în Borşa se varsă pîrîul Negoiescu ($S = 13$ km²; $L = 6$ km), cu cinci ochiuri de apă, lacuri glaciare (v. fig. 96), apoi Valea Repedea ($S = 42$ km²; $L = 10$ km) care drenează o arie largă de circuri glaciare, ca: lacul Repedea (pe Izvorul Repede) şi grupa lacurilor Buhăescu (Buhăescul Mare are adîncimea cea mai mare dintre lacurile glaciare din Munţii Rodnei 5,2 m, după I. Pişotă). Seria pîraielor continuă apoi cu Valea Pietroasa ($S = 12$ km²; $L = 7$ km), la izvoarele căreia se află Tăul Pietrosului şi la altitudinea de 1 786 m staţia meteorologică Iezerul Rodnei. Şirul acestor afluenţi se încheie cu Vremeşu, Pîrîul Hotarului, Valea lui Dragoş ($S = 32$ km²; $L = 11$ km) şi Izvorul Negru sau Mănăştirii ($S = 16$ km²; $L = 7$ km). Se pare, că eroziunea apelor în această arie vestică era mult mai puternică decît în estul masivului ceea ce a dus la dispariţia mai timpurie a lacurilor de baraj morenaic.

Dintre caracteristicele generale ale rîurilor de pe versantul nordic al Munţilor Rodnei se pot menţiona: căderile foarte mari ale cursurilor (în medie 100—150 m/km), cele 3—4 praguri glaciare cu înălţimi de 40—50 m cu repezişuri şi cascade, depozitele morenaice laterale şi frontale şi lacurile glaciare care se află la altitudini de 1 800 şi 1 950 m.

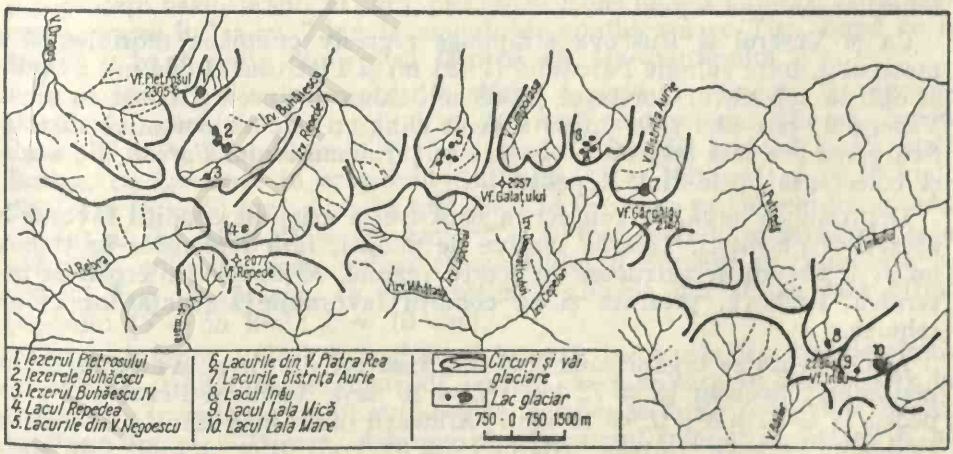


Fig. 96. Reţeaua rîurilor şi răspîndirea principalelor lacuri din Munţii Rodnei (după I. Pişota).

După cum s-a mai amintit, afluenţii din stînga ai Vişeului din sectorul depresionar sînt mici (Drăgoioasa, Bocicod, Spin, Mîrza, Plăiuţi) şi au debite neînsemnate.

Reţeaua fluviatilă colectată din dreapta începe cu valea torenţială a Hăşmaşului Mic şi cu doi afluenţi de seamă coborîţi de sub vîrful Cercănelului (1 848 m): Cercănelul ($S = 13$ km^2; $L = 11$ km) şi Ţîşla sau Cîşla ($S = 106$ km^2; $L = 20$ km). Ultimul tranversează zona minieră de de la Baia Borşa, bogată de altfel şi în izvoare minerale sulfuroase, slab carbo-gazoase, feruginoase. Apele de fisuraţie în unele abataje se concentrează şi ies la suprafaţă sub forma unor mici pîraie cu debite pînă la 50—80 l/s.

În aval, Vişeul se îmbogăţeşte cu apele a doi afluenţi principali: Vaserul sau Apa şi Ruscova.

Vaserul ($S = 422$ km^2; $L = 42$ km) îi aduce Vişeului la vărsare 27% din debitele medii (cca. 9 m^3/s).

Rîul, în zona de izvoare, a străpuns prin eroziunea sa regresivă cumpăna morfologică dintre Pietrosul Maramureşului şi Toroioaga şi a pătruns în depresiunea tectonică longitudinală, paralelă cu cumpăna de apă, a Munţilor Maramureş. Acest proces este marcat de cotitura rîului din amonte de primirea afluentului său-Botiza. La vest de cumpăna morfologică se observă precipitaţii şi scurgere mai bogată decît în interiorul depresiunii unde, de altfel, şi afluenţii Vaserului sînt mai mici (bazine sub 25 km^2) ca: Puru, Lostun, Făina şi Botiz din dreapta şi Măcărlău din stînga. De pe clina vestică sosesc spre Vaser, Noviciorul şi cel mai mare dintre afluenţi Novăţul ($S = 88$ km^2; $L = 16$ km), ambi din stînga. Astfel, în partea sa inferioară sistemul devine puternic asimetric (v. fig. 95). Singurul afluent de pe acest sector, din dreapta, este Valea Peştilor ($S = 24$ km^2; $L = 8$ km).

Amenajări hidroenergetice pe rîu nu s-au făcut încă, dar resursele lui de apă şi căderile mari asigură posibilităţi reale.

Ruscova ($S = 435$ km^2; $L = 39$ km) ca dimensiuni morfometrice este asemănătoare cu Vaserul, dar debitele ei medii sînt mai mari (11,3 m^3/s la vărsare) ceea ce ne indică o scurgere mai abundentă în această parte a Munţilor Maramureşului.

Ca şi Vaserul şi Ruscova străpunge regresiv cumpăna morfologică a masivului, între culmile Farcăului (1 981 m) şi Pietrosul (1 854 m), avîndu-şi obîrşia sub vîrful Copilaşul (1 999 m). Zona de izvoare, ca şi în cazul Vaserului, este mai slab umezită decît clina cu expoziţie vestică directă. Scurgerea cea mai bogată se observă în jurul masivului Farcău, de unde-şi colectează apele rîul Repedea.

Depresiunea largă, de contact, a Ruscovei a asigurat condiţii favorabile aşezărilor omeneşti. Tăierile masive de păduri, fără replantări în trecut, au avut urmări dezastruoase în aceste regiuni, declanşînd o eroziune puternică. Ruscova, prezintă şi ea condiţii favorabile amenajărilor hidrotehnice.

Afluenţii săi se organizează simetric, însă cei din dreapta au dimensiuni mai mari: Socolău ($S = 72$ km^2; $L = 13$ km), Paulicu, Pentaia şi Repedea ($S = 87$ km^2; $L = 19$ km). Afluenţii din stînga sînt Izvorul de la Budescu, Budescu, Lutoasa, Bardi ($S = 32$ km^2; $L = 11$ km), Covaşniţa ($S = 34$ km^2; $L = 11$ km) şi Drahmirov.

În aval de Ruscova, Vişeul colectează încă doi mici afluenţi din dreapta, Frumuşeana (Crasna) ($S = 52$ km^2; $L = 14$ km) şi Bistra ($S = 28$ km^2; $L = 9$ km), ambii cu scurgere bogată.

Apele freatice în bazinul Vişeului sînt cantonate, în cantităţi exploatabile, mai ales în depozite fluviatile (lunci, terase, conuri de dejecţie). Ape minerale feruginoase, sulfuroase se cunosc în Valea Fîntînelelor, în Valea Cercănelului, Valea Tîşlei (peste 20), la Vişeu, în Valea Vinului etc.

Sistemul Iza ($S = 1\,303$ km^2; $L = 83$ km). Iza izvorăşte de pe versantul vestic al Pietrosului Rodnei, de la altitudinea de circa 1 200 m.

În cursul superior Iza şi-a format o vale relativ largă în sedimente oligocene şi eocene, slab rezistente la eroziune; în aval de com. Strîmtura valea se îngustează rîul săpînd în roci eocene mai rezistente defileul de la Surduc (Strîmtura) lung de 1,8 km. În aval de acest defileu Iza pătrunde în Depresiunea de la Vad, care se deschide treptat spre Sighetu Marmaţiei. După cum reiese din cercetările actuale, cursul Izei s-a adaptat treptat la tectonica Depresiunii Maramureşului al cărui fund are o cădere din direcţia cursului Vişeului spre cel al Izei. Astfel, şi în prezent, cursul Vişeului se află cu 50—100 m mai sus în sectorul de depresiune, faţă de cursul Izei. Această diferenţă de altitudine care există între cele două rîuri permite construirea unei hidrocentrale, prin transbordarea apelor Vişeului spre Iza printr-un tunel care ar putea trece peste culmea Vişeului pe văile Spînu—Valea Satului. Iniţial după cum a constatat şi V. Mihăilescu — în bazinul Izei a existat o vastă cîmpie de eroziune piemontană, modelată în depozitele slab rezistente ale mediteranului II (mai mult nisipuri, argile, gresii). Ulterior ele au fost acoperite de o manta groasă de materiale vulcanice, care au barat spre sud depresiunea avînd direcţia sistemului de falii NV—SE. La poalele tînărului lanţ muntos, pe linia faliilor, s-a instalat artera principală a Izei care primeşte toate pîraiele montane din stînga. Din dreapta afluenţii lipsesc aproape cu totul, mai ales în amonte de defileu, cu excepţia unor urme de artere mai vechi în care s-au instalat pîraiele Valea Satului, Valea Muntelui, Valea Caselor, (cu lungimi sub 10 km şi suprafeţe bazinele sub 30 km^2), precum şi Rona ($S = 92$ km^2; $L = 22$ km) care se varsă în Iza cu 7 km în amonte de confluenţa cu Tisa, după ce a drenat o bună parte din vestul Depresiunii Maramureşului.

În cursul superior primeşte din stînga o serie de afluenţi, de dimensiuni mici, care vin din regiuni cu roci sedimentare, ca: Bileasa, Boicu ($S = 100$ km^2; $L = 18$ km), Slatina, Ieudul ($S = 56$ km^2; $L = 15$ km), Botiza, cu izvoarele în eruptivul Gutîiului ($S = 103$ km^2; $L = 18$ km), Slătioara ($S = 31$ km^2; $L = 12$ km). La Vad primeşte pe cel mai important afluent al său, Mara ($S = 406$ km^2; $L = 40$ km), care prin izvoarele sale pătrunde adînc în zona vulcanică, contribuind aproape cu jumătate la debitul Izei la vărsare. În fine, ultimul afluent din stînga este pîrîul Şugăului ($S = 55$ km^2; $L = 10$ km).

Cursul inferior al Izei, în regiune deluroasă, trece prin depozite de vîrstă tortoniană străbătute pe alocuri de masive de sare care au dat naştere la numeroase izvoare sărate, cloruro-sodice. Acestea se întîlnesc în văile Boicu, Slatina, Botiza, Slătioara, dar mai ales în cursul inferior al Marei şi al afluentului ei Coşeul, care colectează izvoarele sărate de la Ocna Şugatag

şi din împrejurimi. Zona saliferă se continuă şi în Dealurile Vişeului pînă la Coştiui (bazinul Rona).

În bazinul Izei, în afara utilizării apei de către centrele Ocna Şugatag şi Sighetu Marmaţiei, nu s-au făcut amenajări hidrotehnice deosebite. Localităţile, în general, sînt alimentate din puţuri şi captări locale de apă a căror calitate este foarte bună mai ales în lunci, exceptînd bineînţeles aria saliferă.

În afara rîurilor se găsesc cîteva lacuri mici, instalate în mlaştini oligotrofe şi tinoave în cratere (E. Pop), care au o răspîndire destul de mare. Între altele amintim Tăul Mare din Gutîi şi lacurile de ocne de sare prăbuşite de la Ocna Şugatag şi Coştiui.

În aval de Iza pînă la vărsarea Săpînţei, în Tisa se varsă trei pîraie mai cunoscute, sosite din zona piemontană a eruptivului: Valea Iepii ($S = 22$ km^2; $L = 7$ km), cu confluenţa la Sighetul Marmaţiei, Sărăsăul şi Bicul cu dimensiuni asemănătoare.

Săpînţa. Deşi rîul are dimensiuni mici ($S = 135$ km^2; $L = 20$ km) se impune totuşi printr-un curs important în partea nordică a masivului Gutîiului. Aceasta se datoreşte debitelor sale relativ mari ($Q_0 = 3{,}8$ m^3/s), climei cu umiditate bogată, precipitaţiilor de peste 1 300 mm şi scurgerii medii de 880 mm.

Rîul îşi are originea în partea nordică a grupului vulcanic (andezitic) al Rotunzilor (1 241 m), colectîndu-şi o serie de afluenţi mici cu bazine puternic împădurite (60%), în condiţiile unui relief puternic fragmentat. Pîrîul cu un curs vijelios de la izvoare, are pantele longitudinale în jur de 80—90 m/km şi un profil longitudinal în echilibru relativ, cu pante în jur de 20 m/km în zona de vărsare. În aceste condiţiuni rîul transportă, în zona de izvoare, bolovani pînă la 30—50 cm diametru, care ajung la 10—15 cm la ieşirea din munţi. Înainte de vărsarea sa în Tisa, Săpînţa formează un con de dejecţie destul de extins, încadrat în piemontul pliocenic care străjuieşte spre nord masivul eruptiv. În amonte de comuna Săpînţa, rîul se despleteşte în două braţe, cel din stînga fiind folosit ca aducţiune pentru moara comunală.

În total are trei afluenţi mai importanţi şi anume: din dreapta primeşte pe Runcul ($S = 36$ km^2; $L = 11$ km), iar din stînga pe Săpînţa, ($S = 50$ km^2; $L = 13$ km), care înconjoară versantul vestic al conului vulcanic Rotunzii, întorcîndu-se spre Săpînţa-izvor abia la poalele acestuia. Astfel, se explică marele cot făcut de ea. În amonte de vărsare, în incinta comunei Săpînţa, se varsă în rîu ultimul său afluent, Belmezeul sau Hotaru, care însă are dimensiuni mult mai mici şi parazitează, în bună parte, conul de dejecţie al Săpînţei.

Pînă la ieşirea de pe teritoriul ţării noastre, Tisa mai primeşte trei mici afluenţi: Saroşul ($S = 12$ km^2; $L = 7$km), Baia ($S = 20$ km^2; $L = 6$ km) şi Şugatagul ($S = 24$ km^2; $L = 9$ km).

De pe versantul vestic al Munţilor Oaşului se formează o serie de pîraie mici, care se varsă în Tisa în afara teritoriului ţării noastre prin intermediul Batarului. Dintre aceştia menţionăm Batarciul ($S = 95$ km^2; $L = 12$ km) cu afluentul său Tarna Mare ($S = 42$ km^2; $L = 15$ km) şi Hodoşul, un alt afluent al Batarului care îşi are originea în piemontul Turţului; fiind un

mic pîrîu de cîmpie ($S = 51$ km²; $L = 14$ km), acesta drenează o bună parte a apelor freatice apropiate de suprafaţa solului.

Turul ($S = 1\,008$ km²; $L = 66$ km) se consideră că aparţine cursului mijlociu al Tisei, ca de altfel şi Someşul, însă pe teritoriul ţării noastre el intră în grupa rîurilor nordice, drenînd versanţii vestici ai grupului vulcanic Oaş-Gutîi.

Bazinul superior al Turului se adaptează bine depresiunii intervulcanice a Oaşului, pe care o părăseşte în aval de primirea afluentului său de seamă din dreapta — Lechincioara sau Lechinţa. Trecînd prin poarta de închidere a depresiunii, formată din aglomerate vulcanice şi depozite panoniene, iese în Cîmpia Tisei, unde pantele rîului scad brusc, iar cursul lui se despleteşte, în amonte de Călineşti, în două braţe principale şi mai multe secundare ceea ce denotă o instabilitate mare a albiei aflată în plină fază de colmatare. Aspectul de subsidenţă la contactul cu Cîmpia Tisei se evidenţiază şi mai clar pe interfluviul Egher-Talna, unde pe lîngă lăcoviştile răspîndite apar şi mlaştini eutrofe. Caracterul inundabil al luncii continuă şi în aval, chiar pînă la vărsare, din care cauză cursul inferior al Turului este îndiguit (se feresc de inundaţii 17 830 ha) şi se prevăd noi lucrări importante de regularizare de albie. Lucrările de desecare feresc de excesul de umiditate 12 200 ha pe malul drept şi 9 871 ha pe cel stîng.

Turul izvorăşte de la o altitudine de circa 950 m. Panta cursului de apă în sectorul montan atinge 20 m/km, scăzînd la valori de 2—8 m/km în fundul depresiunii şi sub 1 m/km în sectorul de cîmpie.

Afluenţii săi din sectorul superior care îşi trag originea tot de pe rama muntoasă, eruptivă, traversează apoi piemonturile larg dezvoltate şi se adună în incinta cîmpiilor piemontane marginale formînd adevărate pieţe de adunare a apelor. Astfel, în prima zonă de convergenţă aflată la nord de Remetea Oaşului, Turul primeşte din dreapta pe cel mai mare afluent al său — *Lechincioara* ($S = 286$ km²; $L = 29$ km), cu afluenţii săi Valea Rea ($S = 132$ km²; $L = 26$ km) şi Valea Albă ($S = 64$ km²; $L = 19$ km), iar la stînga (v. fig 95), pe curiosul său afluent — Slatina sau Strîmba ($S = 35$ km²; $L = 8$ km), care după I. Velcea reprezintă fostul curs inferior al Talnei superioare.

Următorul afluent al Turului, al doilea ca mărime, este *Talna* ($S = 186$ km²; $L = 35$ km) care străbate regiunea sud-vestică a Depresiunii Oaşului curgînd paralel cu Turul, după ce a cules o serie de afluenţi din stînga de pe rama sudică a depresiunii, dinspre Masivul Gutîiului. Talna este de fapt un colector piemontan, cu un curs transversal faţă de desfăşurarea iniţială a Piemontului Talnei. Ieşind în cîmpie şi cursul Talnei capătă un caracter de divagare puternică, formînd o difluenţă în aval de primirea Pîrîului Muntelui (Talna Mare şi Talna Mică).

În cîmpie Turul primeşte doi afluenţi cu dimensiuni mai mari: din dreapta soseşte Turţul ($S = 74$ km²; $L = 22$ km), iar din stînga Racta ($S = 181$ km²; $L = 37$ km) cu Egherul ($S = 85$ km²; $L = 22$ km), care drenează apele zonei mlăştinoase dinspre Talna (v. fig. 59). În fine pe teritoriul R.P. Ungaria, Turul colectează încă un mic pîrîu, cu izvoarele în ţara noastră şi anume: Eherul Mare cu afluentul său Şarul care totalizează o suprafaţă de circa 200 km².

Prin poziţia sa cu o expoziţie directă spre vest şi cu golful depresionar larg deschis tot în aceeaşi direcţie, bazinul Turului favorizează formarea

TABELUL 40

Elementele morfometrice ale riurilor din grupa nordică

Riu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av.	H_{med} am. / av.	H_{med} am. / av.
Vişeul	Izvor	0	1 693	—	—	—
	P. h. Poiana Borşei	14,0	683	122	1 262	360
	P. h. Borşa Moisei	19,0	645	261	1 225	320
	P. h. Vişeul de Sus	39	479	408	1 108	293
	Confl. Vaser	40	478	409	1 107	293
				831	1 096	319
Vaserul	Izvor	0	1 560	—	—	—
	P.h. Făini	16,5	837	135	1 242	382
	P. h. Vişeul de Sus	41,0	478	421	1 108	293
	Confl. Vişeu	42,5	476	422,0	1 085	344
Vişeul	P. h. Leordina	57,4	418	964	1 026	306
Vişeul	Confl. Ruscova	57	412	978	1 026	306
				1 413	1 037	321
Ruscova	P. h. Poienile de Sub Munte	25	508	289	1 100	354
	P. h. Ruscova	38,0	409	434,0	1 059	354
	Confl. Vişeu	39,0	412	435	1 059	354
Vişeul	P. h. Bistra	71	360	1 586	1 008	315
	Confl. cu Tisa	80	338	1 606	997	314
Iza	Izvor	0	1 200	—	—	—
	P. h. Săcel	13	563	53	985	230
	P. h. Bîrsana	56	312	635	683	167
	P. h. Onceşti	64,5	294	695	662	166
	Confl. cu Mara	71,5	277	720	652	163
				1 126	682	156
Mara	Izvor	0	1 050	—	—	—
	P.h. Mara	21	492	154	880	172
	P. h. Vad	39	281	405	735	142
	Confl. Iza	40,0	280	406	735	142
Iza	P. h. Vad	73,3	277	1 130	681	156
	Confl. Tisa	83,0	264	1 303	658	152
Săpînţa	Izvor	0	1 100	—	—	—
	P. h. Săpînţa	13,2	365	125	831	280
	Confl. Tisa	20,0	240	135	797	267
Turul	Izvor	0	950	—	—	—
	P. h. Negreşti	14,0	231	44	622	180
	Confl. Pîrîul Rău	22,0	144	76	441	113
				380	415	139
	Confl. Talna	41	133	428	391	134
				618	391	137
	P. h. Turulung	46,5	126,3	723	368	128
	Frontiera R.P.U.	66,0	114,0	1 008,0	305	95

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unor cantităţi bogate de precipitaţii şi de scurgere. Formaţiunile piemontane acumulează cantităţi importante de ape freatice care se ivesc la suprafaţă, în numeroase izvoare cu ape de calitate bună, la limitele exterioare ale piemonturilor. Rezervele subterane abundente sînt folosite la alimentarea tuturor localităţilor din depresiune (Negreşti, Oraşul Nou, Cămîrzana, Tîrşolţ, Tur etc.). Apele freatice sînt foarte apropiate de suprafaţă în sectorul de cîmpie (1—5 m). Sînt renumite izvoarele minerale din aria mofetică care se ivesc în zona de contact dintre eruptiv şi sedimentar (Bixad, Negreşti-Luna, Izvorul Maria de lîngă comuna Vama, Izvorul Puturoasa la poalele Muntelui Pietroasa, la Certeze, Negreşti, Oraşul Nou).

În bazinul Tisei superioare au funcţionat pînă în prezent 32 de posturi hidrometrice (219), după cum urmează: unul pe Tisa, 15 în bazinul Vişeu (Vişeu, Cîsla, Vaser, Ruscova), 10 pe Iza şi afluenţi (Mara, Runcu, Coşeu), unul pe Săpînţa şi 5 în bazinul Tur şi afluenţi (Valea Rea sau Lechinţa, Talna şi Tarna Mare). În prezent sînt în funcţiune în total 24 de posturi. Cel mai vechi, cel de pe Tisa de la Sighetul Marmaţiei a fost pus în funcţiune din 1862; postul Vad de pe Iza face observaţii din 1898, iar cel de la Turulung de pe Tur din 1909.

Studii asupra scurgerii, determinări de norme ale scurgerii medii s-au făcut la 18 posturi, care sînt prezentate în tabel 41 şi pe harta reţelei fluviatile (fig. 95).

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi scurgerea medie. Rîurile din grupa nordică, se formează în condiţiile unei clime umede, cu precipitaţii ce au sume medii anuale în jur de 700—1 400 mm. Zonalitatea elementelor bilanţului hidrologic fiind bine sesizabilă, s-au putut determina şi ariile cu gradienţii de creştere ridicaţi din vest şi nord (Tur, Săpînţa, izvoarele Marei, Munţii Maramureş, v. fig. 97) şi mai scăzuţi pe flancul estic al Gutîiului şi Ţibleşului, în bazinul Izei.

Cu excepţia unor rîuri de cîmpie, precipitaţiile medii pe bazine hidrografice depăşesc valoarea de 1 000 mm, iar scurgerea medie pe cea de 500 mm. Evapo-transpiraţia este încă determinată, cu unele rezerve, de varietatea mare a precipitaţiilor căzute pe teritoriu, dar ca diferenţă faţă de scurgerea medie, ea are valori în jur de 500—300 mm în munţi şi atinge după toate datele existente 600 mm în Cîmpia Turului (v. tabelul 41). Între altele, bilanţul hidrologic natural suferă unele modificări tocmai în cîmpie, unde se fac irigaţii pe suprafeţe tot mai mari.

Repartiţia scurgerii în timpul anului. Regimul hidrologic al rîurilor este variabil din cauza pluviozităţii accentuate a climei şi din cauza încălzirilor frecvente din timpul iernii care se reflectă bine în regimul Turului, Săpînţei, Izei şi afluenţilor lor. Regimul montan se manifestă prin topiri tîrzii şi ape mari primăvara şi vara (tip carpatic oriental), în cazul Vişeului superior. Restul rîurilor (Cîşla, Vaser, Ruscova) au ape mari primăvara, distingîndu-se prin particularităţile tipului de regim carpatic transilvan (v. fig. 97). Iza prin regimul său se apropie mai mult de tipul carpatic vestic, iar al Turului de cel pericarpatic vestic.

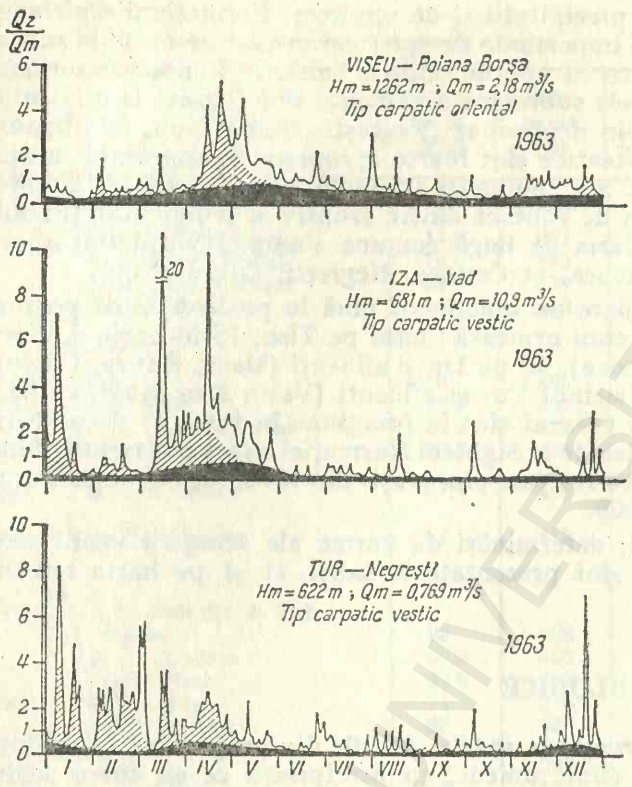

Qz/Qm
VIŞEU — Poiana Borşa
Hm = 1262 m ; Qm = 2,18 m³/s
Tip carpatic oriental
1963
IZA — Vad
Hm = 681 m ; Qm = 10,9 m³/s
Tip carpatic vestic
1963
TUR — Negreşti
Hm = 622 m ; Qm = 0,769 m³/s
Tip carpatic vestic
1963
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII

Fig. 97. Hidrografe caracteristice pentru regimul rîurilor din grupa nordică (I. Ujvári).

TABELUL 41

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor din grupa nordică (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S_{baz} (km²)	$H_{med.}$ (m)	Q_0 (m³/S)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)
Vişeu	Poiana Borşa	122	1 262	3,25	1 246	836	410	260
Cîşla	Baia Borşa	73	1 204	1,55	1 087	670	417	217
Vişeu	Borşa Moisei	261	1 225	5,78	1 142	695	447	229
Vişeu	Vişeul de Sus	408	1 108	7,25	1 050	555	495	178
Vaser	Făini	135	1 242	3,20	1 150	748	402	220
Vaser	Vişeul de Sus	421	1 085	7,68	1 026	575	451	170
Vişeu	Leordina	964	1 026	16,2	1 005	529	476	165
Ruscova	Poienile de sub Munte	289	1 100	6,50	1 160	710	450	205
Ruscova	Ruscova	434	1 059	10,2	1 205	738	467	225
Vişeu	Bistra	1 586	1 008	29,4	1 066	591	475	193
Iza	Săcel	53	985	0,98	1 160	582	478	163
Iza	Onceşti	695	662	7,02	853	318	535	90
Mara	Mara	154	880	4,15	1 350	849	501	272
Mara	Vad	405	735	8,82	1 205	688	517	216
Iza	Vad	1 130	681	15,9	985	443	542	164
Săpînţa	Săpînţa	125	831	3,58	1 400	905	495	290
Tur	Negreşti	44	622	1,03	1 245	721	524	210
Tur	Turulung	723	368	8,80	960	383	577	114

TABELUL 42

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din grupa nordică (1950—1967) (282).

Riul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I.	P.	V.	T.	Tip de regim
Vişeu	Poiana Borşa	3,95	4,60	6,90	14,8	18,7	13,2	9,78	7,50	4,98	5,00	5,03	5,56	14,1	40,4	30,5	15,0	COM
Vişeu	Borşa Moisei	4,35	5,05	7,70	15,4	16,7	12,1	9,50	7,55	5,05	5,20	5,55	5,85	15,2	39,8	29,2	15,8	COM
Vaser	Vişeul de Sus	4,97	6,21	9,08	18,0	15,0	10,2	8,65	7,11	4,85	4,76	5,21	5,75	17,0	42,1	26,0	14,9	CT
Vişeu	Leordina	4,63	6,09	9,14	17,1	15,1	10,7	8,93	7,13	4,54	4,80	5,52	6,32	17,0	41,3	26,8	14,9	COT
Ruscova	Ruscova	5,12	6,01	8,68	18,2	15,7	9,57	7,81	6,54	4,79	5,09	5,76	6,73	17,9	42,6	23,9	15,6	COT
Vişeu	Bistra	4,66	6,24	9,30	17,8	15,3	10,5	8,40	6,75	4,45	4,70	5,40	6,50	17,4	42,4	25,6	14,6	COT
Mara	Mara	7,20	9,33	11,9	19,6	9,78	8,32	6,75	5,48	2,76	3,98	6,30	8,60	25,1	41,3	20,6	13,0	CV
Iza	Vad	7,05	10,4	14,1	18,0	10,2	8,35	6,15	5,10	2,46	3,44	5,95	8,60	26,0	42,3	19,8	11,9	CV
Tur	Negreşti	9,48	14,9	13,5	14,0	6,91	7,64	5,14	5,06	2,33	3,05	5,79	12,2	36,6	34,4	17,8	11,2	PcV
Tur	Turulung	9,56	16,0	15,8	12,7	5,97	7,66	4,72	4,44	1,56	2,70	6,19	12,7	38,3	34,5	16,8	10,4	PcV

COM — Carpatic oriental moldav; *CV* — Carpatic vestic; *COT* — Carpatic oriental transilvănean; *PcV* — Pericarpatic vestic.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Diferențele de regim se oglindesc bine și în coeficienții modului de scurgere medii lunare și în procentajul scurgerii medii sezoniere (v. tabelul 42).

Apele mari de primăvară în cazul Vișeului superior încep să apară cu peste o lună întîrziere față de cele ale Izei și anume în luna aprilie, în bună parte din cauza altitudinii mai mari a bazinului de recepție. Volumul maxim al scurgerii în sistemul Vișeu se observă în mai, iar cel al Izei în aprilie. Dacă regimul de iarnă a Vișeului și afluenților săi este relativ stabil (scurgerea de iarnă abia 13—18%), instabilitatea iernii în cazul Izei duce la o scurgere de iarnă de 22—26%, aceasta ridicîndu-se în cazul Turului la 38,3%. Iată marile contraste în regimul diferitelor tipuri de regim în cazul rîurilor nordice! Dar diferențe mari se observă și în privința scurgerii de vară. Din cauza topirilor tîrzii, mai ales în Munții Rodnei dar și la altitudinile mari ale Munților Maramureșului, perioada ploioasă de la începutul verii corespunde cu sfîrșitul topirilor, continuîndu-le sub forma unor ape mari din ploi. În bazinele Izei, Săpînței și Turului însă topirea zăpezii se termină în aprilie, deci ploile abundente din iunie sînt capabile să formeze numai viituri izolate, rareori suprapuse, din cauza pierderilor la infiltrații și evapotranspirației ridicate. Prin urmare, dacă scurgerea de vară pe Vișeul superior atinge valori de peste 30%, în cazul restului rîurilor rămîne între 20 și 25%, iar pe Tur abia 17,8%.

Scurgerea de toamnă este, în general, neînsemnată fiind însă mai mare decît scurgerea de iarnă în cazul tipului carpatic transilvănean.

Scurgerea și debitele maxime. Debitele maxime se formează, îndeosebi, în timpul verii, datorită ploilor intense și de lungă durată, însă în cazul tipurilor vestice debitele maxime ale viiturilor de iarnă și primăvară de origine mixtă (topirea zăpezii + ploi) domină. Cercetătorii de la I.M.H. au stabilit valorile debitelor maxime (v. tabelul 43) de diverse asigurări la o serie de posturi hidrometrice.

TABELUL 43

Debitele și scurgerea maximă pe rîurile din bazinul grupei nordice
(după I.M.H.)

Rîul	Postul	Debite maxime cu asigurare de				Scurgerea maximă specifică (1%)
		1%	3%	5%	10%	
		m³/s				
Vișeul	Vișeul de Sus	410	280	260	200	1 000 l/s km²
Vișeul	Bistra	1 020	740	620	480	650 „
Iza	Vad	660	560	510	430	580 „
Tur	Turulung	300	230	200	160	420 „

Inundațiile din timpul viiturilor afectează mai ales regiunile depresionare și cele de subsidență. Lucrări importante pentru corectări de albii și îndiguiri s-au făcut în aval de Remetea pe Tur, sectorul inferior al rîului fiind îndiguit. Cu toate acestea sectoarele mijlocii și inferioare ale Pîrîului Rău, Lechincioara și Talna prezintă colmatări intense de albii, care devin suspendate, foarte mobile și prezintă pericol de inundație. Pe Vișeu și Iza inferioară vor fi construite, pe lîngă cele existente, peste 33 km diguri noi.

După cum reiese din tabelul 43 scurgerea maximă specifică cu asigurare 1%, în cazul rîurilor grupei nordice, este ridicată. La Vişeul de Sus, de exemplu, la o suprafaţă bazinală de 408 km² scurgerea cu asigurare 1% atinge circa 1 000 l/s/km² reprezentînd unul dintre debitele maxime specifice cele mai ridicate din România. După cum reiese din graficul 97, ea este în funcţie atît de suprafaţa, cît şi de altitudinea medie a bazinelor de recepţie. Dintre anii cu debite maxime deosebite se amintesc 1933, 1940, 1941, 1955, 1958, 1970.

Scurgerea şi debitele minime. Scurgerea din perioadele secetoase nu scade prea mult în cadrul bazinelor studiate (v. tabel nr. 44). Debitele minime observate se produc mai ales iarna, în regiunea Munţilor Maramureşului (tipurile de regim carpatic oriental şi transilvan) şi vara-toamna în vest. Epuizarea rezervelor de ape subterane nu este prea accentuată chiar şi în regiunile joase din cauza umidităţii ridicate. Din acest motiv rîurile au scurgerea neîntreruptă în tot timpul anului, iar debitele minime specifice (lunare şi zilnice) sînt dintre cele mai ridicate la aceleaşi altitudini medii ale bazinelor de recepţie; cele lunare se ridică de la 0,3 l/s/km² în Depresiunea Maramureşului la 1—3 l/s/km² în munţii vulcanici şi de la peste 5 l/s/km² în Munţii Maramureşului şi pînă la 7—9 l/s/km² la altitudinile mari ale Munţilor Rodnei. Singura regiune unde alimentarea subterană şi deci scurgerea minimă au valori mici este sectorul de cîmpie a Turului, unde pîraiele locale seacă (Egherul, Racta, Şarul) avînd caracter semipermanent şi intermitent.

În aceste condiţii, lipsa apei se resimte numai periodic în bazinul Turului şi în cazul rîurilor mici, autohtone, din Depresiunea Maramureşului. Necesitatea creerii lacurilor de acumulare pentru alimentări cu apă se iveşte abia în bazinul Turului (la nivelul actual al folosinţelor), dar şi aici o bună parte din apele necesare chiar şi pentru irigaţii se pot obţine din apele freatice bogate, acumulate în piemonturile Talnei, Albei, Turului, Pîrîului Rău şi de la contactul cu cîmpia. Piemonturile Oaşului prezintă zonalitatea interioară clasică adică pierderi în părţile lor superioare la infiltraţii şi efilări la contactul cu cîmpia, unde se impune construirea unor canale de drenaj. Lucrări de acest gen cu suprafeţe de mai multe sute de hectare sînt între localităţile Prilog — Oraşul Nou (numai în 1958 au fost ameliorate 360 ha).

Temperatura apei. În strînsă corelaţie cu temperatura aerului, temperatura apei prezintă unele diferenţe, acestea datorîndu-se transportului caloric provenit din amonte şi care nu coincide cu cel local. Astfel, apele din rîuri şi lacuri sînt cele mai reci la altitudinile mari ale Munţilor Rodnei, unde în zona alpină temperaturile de peste +5°C se observă abia în perioada iunie-septembrie, iar maxima abia atinge +17°C. Totodată în regiunile joase apariţia temperaturilor de peste +5°C este posibilă în tot timpul anului (Tur-Turulung), în orice caz în perioada martie-septembrie. Temperaturile maxime ating 30,4°C la Turulung, 27°C la Negreşti, 23,6°C la Săpînţa, 27,5°C pe Mara la Vad, 29,5°C pe Iza la Săcel, 23,5°C pe Borşa la Poiana Borşa, 26,2°C pe Cîşla la Baia Borşa, 27°C pe Vişeu la Vişeul de Sus şi Leordina, 29,9°C pe Vişeu la Bistriţa etc.

Fenomenele de îngheţ. Prezenţa acestor fenomene este puternic influenţată de pantele şi vitezele mari ale rîurilor, cu excepţia Turului inferior.

TABELUL 44

Debitele și scurgerea minimă pe riurile din grupa nordică

Riul	Post	Debite medii lunare minime				q_{min} (95%) specific (l/s. km²)	Debit minim zilnic (95%) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă			
		Q_{min} (m³/sec)	Data prod. luna, anul	Q_{min} (m³/s)	Data prod. luna, anul		
Vișeul	Poiana Borșa	0,710	II. 1962	0,780	X. 1961	5,80	0,40
Cișla	Baia Borșa	0,270	—	0,260	—	3,55	0,17
Vișeu	Moisei	1,44	I. 1954	1,26	X. 1961	4,85	0,72
Vișeu	Vișeul de Sus	1,06	II. 1954	1,56	X. 1961	2,60	0,90
Vaser	Făini	0,490	—	0,570	—	3,62	0,31
Vaser	Vișeul de Sus	1,04	—	1,76	—	2,47	0,90
Vișeul	Leordina	2,50	II. 1954	3,33	X. 1961	2,60	1,85
Ruscova	Poienile de sub Munte	0,89	—	1,46	—	3,07	1,04
Ruscova	Ruscova	1,89	II. 1954	2,14	X. 1961	4,38	1,50
Vișeu	Bistra	3,91	II. 1954	5,80	X. 1961	2,50	3,60
Iza	Săcel	0,10	II. 1952	0,07	IX. 1961	1,32	0,31
Mara	Mara	0,42	I. 1954	0,47	IX. 1961	2,72	0,18
Mara	Vad	—	—	0,72	IX. 1961	1,78	—
Iza	Vad	0,91	I. 1954	1,10	IX. 1961	0,80	0,58
Săpînța	Săpînța	—	—	0,54	IX. 1961	4,31	—
Tur	Negrești	0,02	I. 1954	0,11	IX—X. 1961	0,46	—
Tur	Turulung	0,20	I. 1954	0,31	IX. 1961	0,28	0,14

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

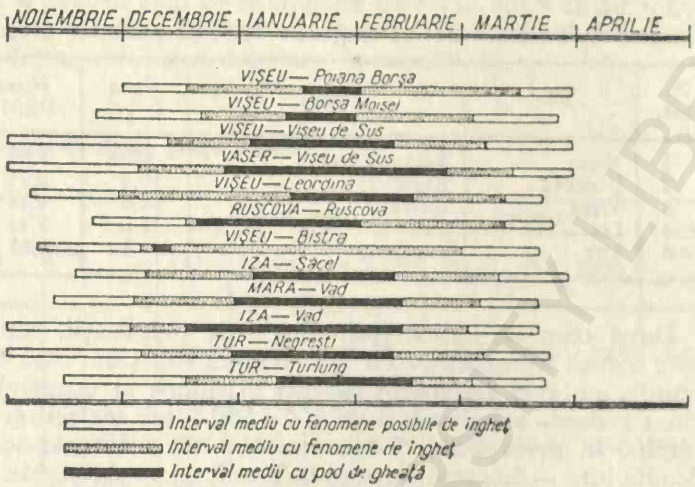


Fig. 98. Diagrama fenomenelor de îngheţ pentru rîurile grupei nordice (I. Ujvári).

Este suficient să amintim, că din cauza căldurii degajate în urma frecării interioare a moleculelor de apă, a alimentării lor abundente cu ape freatice şi a efectului distrugător al apelor cu viteze mari, durata medie a podului de gheaţă pe Vişeu la Bistra este de numai 5 zile, la Borşa Moisei de 18 zile, la Poiana Borşa de 12 zile, pe Iza la Săcel de 22 de zile, pe Mara la Vad de 24 de zile, crescînd brusc pe Iza inferioară, unde viteza apei este mai redusă, pînă la 40 de zile (v. fig. 98).

Podul de gheaţă nu are aceeaşi durată în fiecare an. În timpul iernilor mai blînde, cînd masele de aer continentale care invadează depresiunea nu au o durată mare, timpul de existenţă al gheţii compacte este infim de mic, el variind între 1 şi 12 zile, în schimb în timpul iernilor geroase el atinge un număr de 101 zile pe Iza la Vad şi între 60 şi 80 de zile pe restul rîurilor. Cu aceste ocazii, chiar şi în zona cu cea mai intensă influenţă oceanică, pe Tur la Turulung podul de gheaţă persistă timp de 75 de zile (1953—54).

Durata fenomenelor de îngheţ este mai mare decît a podului de gheaţă. Ele apar în primele decade ale lunii noiembrie atingînd frecvenţa maximă între 1 şi 20 decembrie. În iernile mai puţin aspre apariţia lor poate întîrzia pînă la mijlocul lunii ianuarie. Dispariţia lor cuprinde o perioadă destul de largă: cea mai timpurie a fost înregistrată la începutul lunii februarie, iar cea mai tîrzie în ultima decadă a lunii martie. De obicei însă (datele medii) gheaţa dispare pe la începutul lunii martie, în regiunile joase şi întîrzie pînă la 14—16 martie la altitudini mai mari (v. fig. 98).

Dintre fenomenele de îngheţ se pot aminti gheaţa la mal, năboiul — ca fenomen foarte frecvent şi scurgerea sloiurilor de gheaţă pe Tisa, Vişeu, Iza şi pe unii afluenţi mai mari ai lor.

Scurgerea solidă. Observaţii de durată mai lungă asupra scurgerii de aluviuni aflate în suspensie se fac numai la cinci posturi hidrometrice.

TABELUL 45

Scurgerea şi debitele solide medii (1952—1967) pe rîurile din grupa nordică (282)

Nr. crt.	Rîul	Postul	Q_{med} (m^3/s)	R_{med} (kg/s)	ρ_{med} (g/m^3)	r_{med} (t/ha/an)
1	Vişeu	Borşa Moisei	6,04	1,08	182	1,30
2	Ruscova	Ruscova	10,8	3,71	293	2,69
3	Vişeu	Bistra	30,8	9,44	293	1,90
4	Iza	Vad	16,6	7,44	497	2,07
5	Tur	Turulung	8,14	1,25	1 238	0,67

După cum ne indică însă datele de observaţii, scurgerea de aluviuni este redusă comparativ cu alte regiuni din ţară. Mai ales în regiunile de munte, cu roci rezistente (şisturi cristaline şi eruptiv), turbiditatea este chiar redusă, avînd valori de 100—300 g/m^3, iar scurgerea solidă specifică rămîne în general sub 2 t/ha/an. Valorile cele mai scăzute de transport de aluviuni — în cazul Turului la Turulung, se datoreşte sedimentării puternice din regiunile de divagare ale rîului, scăderii bruşte a pantelor rîului în zona de contact a reliefului precum şi faptului că rîurile îşi au izvoarele în zona eruptivă.

Pentru incinta fundului Depresiunii Maramureşului nu dispunem de observaţii directe. Datele hidrometrice de pe Vişeu şi Iza ne indică însă o creştere bruscă a transportului de aluviuni dinspre aceste regiuni. După toate semnele existente, turbiditatea pîraielor în incinta sedimentarului neogen-paleogen trebuie să atingă valori în jur de 500—2 000 g/m^3.

În ceea ce priveşte repartiţia scurgerii solide în timpul anului, se constată dominarea ei în perioada de primăvară în munţi şi iarna şi la începutul primăverii în Cîmpia de Vest (bazinul Turului).

Particularităţile hidrochimice. Varietatea litologică şi spălarea rocilor prin circuitul apei se reflectă în chimismul apelor.

Astfel în eruptiv, unde scurgerea medie este în jur de 800—900 mm/an, rocile de bază (predominant andezite şi piroclastite) — nu conţin cantităţi mari de săruri uşor solubile. Ca rezultat, în aceste regiuni, mineralizarea apei din rîuri şi izvoare este în medie de 80 mg/l, iar în privinţa compoziţiei ionilor deşi domină carbonaţii, un rol aproape egal îl au şi sulfaţii datorită abundenţei piritelor. Caractere asemănătoare le au şi apele din zona şisturilor cristaline, mai ales la altitudini mari, însă în acest caz domină numai carbonaţii.

Paleogenul, reprezentat prin gresii dă, de asemenea, o mineralizare slabă şi mijlocie, cu dominarea ionilor de carbonaţi. Neogenul însă (tortonian şi pliocen) comportă urmele unei zone diapirice vaste, parţial acoperită cu depozite vulcanice, care se manifestă, pas cu pas, prin fenomene foarte puţin obişnuite: izvoare minerale cloruro-sodice cu concentraţii foarte variate şi afectate de mofete chiar şi în eruptiv sau la marginea lui (Bixad, Maria, Brebu etc.). Zona diapiră este prezentă în bazinul Marei inferioare, a Izei (afluenţii din stînga în aval de văile Boicu şi Slătioara) şi în bazinul afluentului său din dreapta — Rona. Rezervele de sare, lacurile şi izvoarele sărate de la Ocna Şugatag, Coştiui, Rona şi Dragomireşti reprezintă bogăţii naturale foarte valoroase, dar care imprimă apei pîraielor locale un carac-

ter clorurat. Chiar şi Iza, în aval de confluenţa cu Mara, intră în categoria apelor clorurate. Unele date caracteristice cu privire la tipurile de mineralizare ale apelor la debite mici sînt cuprinse în tabelul 46.

TABELUL 46

Date hidrochimice privitoare la rîurile grupei nordice
(la ape mici)

Rîul Post	Data probei	pH	Rez. fix mg/l	Anioni mg/l			Cationi			Duritate gr/g
				Ca^+	Mg^{++}	$Na^+ + K^+$	SO_4	Cl	HCO_3	
Săpînţa										
Săpînţa	1. I. 1961	6,8	48	8,0	1,21	13,26	19	7,1	27,5	1,4
Tur	23. VI.									
Negreşti	1960	6,6	36	6,0	2,4	14,4	25,6	6,4	25,0	1,4
Iza	27. VII.									
Săcel	1961	7,4	162	36,0	4,9	14,6	16,8	10,6	133,0	6,2
Mara	2. XI.									
Vad	1961	6,4	958	36,0	4,9	184,0	93,6	251,9	54,9	6,2
Iza	2. XI.									
Vad	1961	6,4	705	47,0	12,8	138,0	94,6	191,9	122,0	9,5
Vişeu	27. IX.									
Moisei	1961	8,2	180,0	40,0	4,9	—	21,0	7,1	128	6,7
Ruscova	14. VII.									
Ruscova	1961	8,0	174,0	42,0	3,6	—	6,4	5,7	129	6,7

În condiţii naturale, majoritatea rîurilor din grupa nordică au parametri hidrochimici foarte favorabili pentru diferitele utilizări. Menţionăm că apele rîurilor, în general, nu sînt poluate, dacă nu luăm în considerare sectoarele inferioare ale Marei, Coşeului şi Izei, care primesc unele cantităţi de ape sărate rezultate de la Ocna Şugatag.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XVII

Grupa rîurilor vestice (Someş, Crasna, Barcău, Crişuri, Mureş)

Grupa rîurilor vestice drenează partea cea mai mare a teritoriilor din vestul arcului carpatic, cuprinzînd o suprafaţă de circa 66 800 km². Rîurile din această grupă, datorită pantei generale a reliefului, gravitaţionează spre vest vărsînd în Tisa circa 380 m³/s. Astfel, Mureşul, cel mai mare afluent al Tisei, îi aduce 165 m³/s, Someşul 118 m³/s, Crişul Alb 22 m³/s, Crişul Negru 30 m³/s şi Crişul Repede 23 m³/s.

SISTEMUL SOMEŞULUI (S = 15 217 km²; L = 345 km)

Sistemul Someşului se organizează în partea nordică a bazinului Transilvaniei, cumpenele de apă înscriindu-se pe crestele munţilor Apuseni, Gutîiului, Ţibleşului, Rodnei, Bîrgăului şi Călimanului. În Depresiunea Transilvaniei, din cauza proceselor tectonice cumpăna apelor, pe anumite sectoare, este slab reliefată. De exemplu diferenţa de nivel între cumpăna şi izvoarele Ludușului (afluent al Mureşului) şi ale Fizeşului reprezintă abia cîteva zeci de metri. Mai departe însă, spre Munţii Apuseni — Culmea Mezeş şi Culmea Codrului — ea este mult mai evidentă. Există totuşi sectoare de cumpănă unde limita bazinului de recepţie este încă discutată, cum este, de exemplu, zona de izvoare a Someşului Cald, care se mărgineşte cu teritoriul carstic semiendoreic al Padişului sau în sectorul de cîmpie, unde există o serie de canale colectoare, cum este cel al Homorodului, Crasnei şi Ierului, care contribuie la trecerea unor cantităţi de apă în alte bazine. Există, de asemenea, cazuri de pierdere pe cale subterană din Someş, în sectorul său de cîmpie piemontană, în aval de Satu Mare, spre Homorodul Belcaia şi Homorod.

Someşul propriu-zis este considerat de la Dej, după unirea Someşului Mare cu Someşul Mic. Primul are suprafaţa bazinului şi debite medii mai mari ($S = 5034$ km²; $L = 119{,}6$ km; $Q_0 = 47{,}2$ m³/s), iar al doilea are lungime mai mare ($S = 3\,804$ km²; $L = 166{,}6$ km; $Q_0 = 21{,}4$ m³/s) considerată de la izvorul Someşului Cald.

Someşul Mare. Rîul îşi are izvoarele în extremitatea vestică a Munţilor Rodnei, sub vîrful Omul (1 931 m), din unirea mai multor pîraie. Punctul de obîrşie al sistemului este considerat confluenţa Văii Smeului (care izvorăşte de sub vîrful Coşorbii — 1 547 m) cu pîrîul Măria, cu izvorul sub vîrful Omul (18).

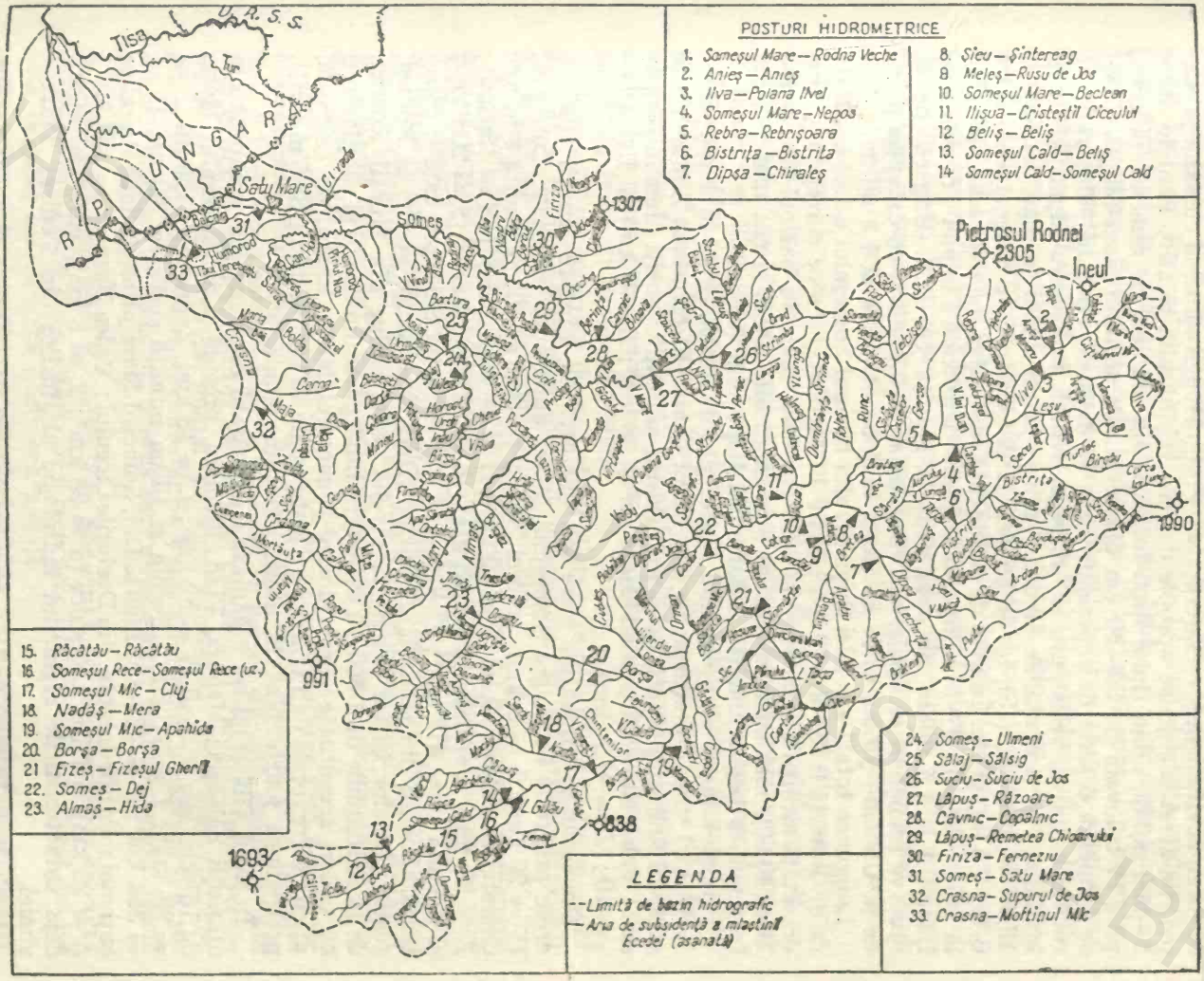


Fig. 99. Harta reţelei hidrografice din bazinele hidrografice Someş şi Crasna, cu posturile hidrometrice utilizate în studii.

După confluența celor două ape, pe sectorul său superior, Someșul Mare este străjuit la nord de masivele Rodnei și Țibleș, iar la sud-est de Munții Bîrgăului. În masivele enunțate predomină rocile cristaline, sedimentare oligocen-acvitaniene și rocile eruptive. Profilul longitudinal al cursului principal, pe acest sector, se apropie de faza echilibrului relativ. Pantele ating 5—300 m/km, albia rîului fiind formată din aluviuni de dimensiuni mari, pînă la bolovani de 30—50 cm diametru. Pe sectorul Sanț-Sîngeorz Băi se formează o serie de repezișuri care se datoresc ivirii în valea rîului a rocilor eruptive, rezistente la eroziune. Astfel, în sectorul apariției amfibolitelor, în amonte de Rodna Veche, panta rîului atinge valori de 13,3—46,0 m/km, (18), iar în andezitele din amonte de Sîngeorz-Băi între 6,1 și 7,5 m/km etc. În aval de confluența sa cu Ilva, pantele scad ajungînd la valori de circa 1—5 m/km, iar la limita nordică a Cîmpiei Transilvaniei între 0,1 și 1,5 m/km; în aval, pînă la graniță cu R.P. Ungară, nu se observă schimbări esențiale, valorile scăzînd la 0,7 m/km cu excepția porții de la Ulmeni—Jibou, unde ea crește încă o dată pînă la 1,2 m/km.

Lungimea totală a rețelei fluviatile din bazinul Someșului a fost evaluată de I. Buta la 9 257 km (după hărțile 1 :100 000), ceea ce corespunde unei densități medii de 0,60 km/km². Ea este mai mare în bazinul Someșului Mare (0,60), mai mică în bazinul Someșului Mic (0,50) și cea mai ridicată în regiunea bogat umezită a bazinului Lăpușului (0,68).

Primul afluent al Someșului Mare, pîrîul Măriei ($S = 46$ km²; $L = 10$ km) vine din stînga, de sub vîrful Omul. El formează limita dintre masivul Rodnei și Munții Bîrgăului. Restul afluenților sosiți dinspre Bîrgaie sînt: Valea Mare, Cîrțibavul Mare ($S = 28$ km²; $L = 8$ km) și Ilva ($S = 410$; $L = 41{,}7$ km).

Dimensiunile afluenților care vin din dreapta, dinspre Munții Rodnei, cresc progresiv în lungul Someșului Mare, după cum urmează: Cobășelul ($S = 20$ km²; $L = 9$ km), Izvorul Băilor, pe care se află renumita stațiune climatericǎ Valea Vinului ($S = 63$ km²; $L = 14$ km), Anieșul ($S = 139$ km²; $L = 20$ km); Cormaia ($S = 103$ km²; $L = 22$ km), Rebra ($S = 203$ km²) și Sălăuța ($S = 417$ km²; $L = 41$ km). Cu excepția Sălăuței, care-și colectează afluenții din șeaua largă dintre Țibleș și versanții vestici ai Rodnei, restul pîraielor își au obîrșia la nivelul zonei alpine din Munții Rodnei, de la altitudinile de 1 500—1 900 m, în bună parte din circuri și văi glaciare, cu căderi accentuate spre culoarul Someșului Mare. Rebra, de exemplu, are o cădere totală de 1 652 m pe o distanță de 43 km (în medie 38,5 m/km !), pretîndu-se foarte bine la amenajări hidrotehnice.

În jurul Țibleșului s-a organizat o adevărată rețea radiară compusă din afluenții Sălăuței: Măgura, Fiad, Bichigiu, precum și ai Someșului Mare, cu Idieciul sau Runcul ($S = 52$ km²; $L = 18$ km), Zagra sau Țibleșul ($S = 98$ km²; $L = 31$ km), precum și Ilișua numită și Valea Șatului ($S = 354$ km²; $L = 42$ km). Pînă la Dej, Someșul Mare primește încă doi afluenți mai mici din dreapta, din Dealurile Ciceului: Valea Mare ($S = 157$ km²; $L = 26$ km) și Pîrîul Leleștilor ($S = 28$ km²; $L = 8$ km), care reprezintă deja caracteristicile regimului hidrologic al rîurilor din Podișul Transilvaniei.

Din stînga, în aval de Ilva, în zona de contact a Podișului Transilvaniei cu munții Bîrgăului și Călimani își adună apele, ca un adevărat colector submontan, cel mai mare afluent al Someșului Mare: *Șieul* ($S = 1\,834$ km²;

$L = 70{,}1$ km). Cursul său se adaptează bine la ulucul depresionar al Şieului care continuă spre sud, spre depresiunea Reghinului, cursul Luţului. Rezervele de apă, în mare parte, îi provin din dreapta, din direcţia Munţilor Călimani spre care îşi trimite izvoarele Budacul ($S = 245$ km²; $L = 38$ km) cu Buduşelul ($S = 59$ km²; $L = 17$ km), Bistriţa ardeleană ($S = 662$ km²; $L = 65{,}4$ km) şi afluenţii din stînga ei: Pănuleţ, Repedea, Stegii, Pietroasa, Cuşma ($S = 49$ km²; $L = 18$ km) şi Ghinda. Din dreapta, Bistriţa primeşte încă doi afluenţi montani, dinspre Bîrgae, cum sînt: Bîrgăul ($S = 156$ km²; $L = 21$ km) şi Muncelul ($S = 33$ km²; $L = 10$ km). Şieul primeşte un afluent de seamă şi din stînga, Dipşa cu Lechinţa ($S = 459$ km²; $L = 37$ km) care deşi are dimensiuni mari, oglindind bilanţul hidrologic al Cîmpiei Transilvaniei, are debite reduse şi seacă cu caracter semipermanent chiar pînă la gura de vărsare. Cursul inferior al Şieului (aval de Sărăţel) şi în continuare şi cursul Someşului Mare pînă la Dej se adaptează bine la tectonica diapirului marginal al Bazinului Transilvaniei, fapt ce se reflectă în compoziţia chimică a apelor lor, în care o pondere de seamă o are NaCl.

În aval de Şieu, Someşul Mare primeşte încă un afluent dinspre Cîmpia Transilvaniei, mare ca dimensiune însă cu un debit redus, pe Meleşul ($S = 305$ km², $L = 30$ km) format din trei pîraie semipermanente: Apatiul cu Beudiul şi Pleşa. Meleşul însă la vărsare are scurgere permanentă.

Someşul Mic se formează şi el din două pîraie de munte: Someşul Cald ($S = 526$ km²; $L = 66{,}5$ km) şi Someşul Rece ($S = 331$ km²; $L = 45{,}6$ km), care se unesc la poalele estice ale Munţilor Gilău, la comuna Someşul Rece. Avînd în vedere dimensiunile mai mari ale Someşului Cald, acesta se consideră ca izvor al Someşului Mic.

Someşul Cald izvoreşte de sub vîrful Piatra Arsă (1 550 m), din masivul central al Bihariei-Vlădeasa, dintr-o regiune calcaroasă (triasic-jurasică) cu fenomene carstice deosebit de dezvoltate.

Chiar de la obîrşie, rîul dispare printr-un ponor cu peşteră ca să reapară apoi în peştera de la Rădeasa; de aici pătrunde în Cetatea Rădesei pe care o traversează tot printr-o peşteră-tunel (250 m lungime). În aval după ce primeşte pe Pîrîul Ars, primul său afluent din stînga ieşit tot dintr-o peşteră (Tunelul Mic), se îndreaptă spre defileul Someşului Cald, denumit şi „Bazarul Someşului", cu pereţi calcaroşi abruptţi şi cu diferenţă de nivel de peste 100 m.

După ieşirea din chei, Someşul Cald primeşte din stînga încă o serie de afluenţi mici, dar bogaţi în ape: Alunul, Alunul Mic şi Ponorul ($S = 16$ km²; $L = 6$ km), sosiţi tot din platoul calcaros. În partea dreaptă, Someşul Cald este mărginit, pe acest sector, de podişul calcaros al Padişului presărat de doline şi văi seci (drenate numai pe cale subterană de Valea Galbena afluentul Crişului Pietros şi probabil de Valea Coblişului, afluent al Arieşului Mare). După M. Bleahu, acesta este un adevărat teritoriu semiendoreic carstic.

După observaţiile lui E. Iacob (74), Someşul Cald superior nu poate avea pierderi subterane spre Padiş, deoarece scurgerea medie pe acest sector este bogată, mai bogată decît cea zonală.

Spre aval, în direcţia estică, se deschide un aspect neobişnuit pentru regiunile de munte: larga suprafaţă de netezire a masivului Gilăului cu nivel de denundaţie format pe şisturi cristaline în care Someşul Cald

şi-a modelat o vale largă cu energie mică de relief şi cu un aspect propriu regiunilor de dealuri. Panta longitudinală a rîului, relativ redusă (între 3 şi 8 m/km), transportă pietrişuri amestecate cu nisip. Acest aspect se menţine pînă la pătrunderea Someşului Cald într-unul dintre cele mai frumoase defilee din ţara noastră şi anume în cel al Mărişelului, sculptat în granite.

Din acest sector de platformă rîul îşi adună cîţiva afluenţi din dreapta cum sînt: Bătrîna sau Izbucul ($S = 36$ km^2; $L = 6$ km) cu afluentul său Călineasa, ce vin dinspre Padiş, pîrîul Giurcuţei şi cel mai de seamă Belişul ($S = 121$ km^2; $L = 21$ km) care se varsă în colector cu circa 3 km în amonte de defileu. În curînd (1973—74) valea Someşului Cald va fi inundată pe acest sector, pe o distanţă de circa 12 km, de apele lacului de acumulare Someş-Fîntînele al cărui baraj va fi amplasat la intrarea în defileul Mărişel. Lacul va avea un volum de 225 000 000 m^3 şi o suprafaţă de 430 ha; nivelul său va fi la circa 990 m şi va inunda circa 4 km din valea Belişului. În el se va vărsa şi un colector montan, care va aduce apele captate din zona de izvoare a Ierii, Someşului Rece şi Răcătăului. Uzinele hidroelectrice care vor fi amplasate în aval de defileu vor utiliza o cădere de peste 450 m.

Someşul Cald în incinta defileului Mărişel are o cădere de peste 300 m pe o distanţă de circa 13 km. Menţionăm că batolitul granitic foarte rezistent la eroziune care se întinde pînă la Muntele Mare, are un rol important în menţinerea Platformei Gilăului, reprezentînd o adevărată bară ce protejează platforma din amonte contra fragmentării adînci.

În aval de defileu, valea Someşului Cald se adînceşte puternic avînd un aspect montan adevărat. Pînă la confluenţa sa cu Someşul Rece mai primeşte din stînga doi afluenţi: Rîşca ($S = 60$ km^2; $L = 19$ km) şi Agîrbiciul ($S = 28$ km^2; $L = 12$ km), iar din dreapta pe Leşul ($S = 13$ km^2; $L = 6$ km) cu izvorul lîngă satul Mărişel. În amonte de confluenţa cu Agîrbiciul, cu cca 2 km, se va construi barajul celui de al doilea lac de acumulare — Lacul Tarniţa — care va avea un volum de 70 000 000 m^3, o suprafaţă de 270 ha şi o lungime de cca 7 km. Cele două UHE vor avea o putere instalată de 265 mii kW (Fîntînele 220 MW, Tarniţa 45 MW).

În fine, la confluenţa Someşului Cald cu Someşul Rece este construit (1971) lacul de acumulare Gilău. Acumulările totale vor asigura la Cluj un debit minim de circa 10 m^3/s, care va fi suficient pentru alimentarea oraşului pînă la circa 600 000 de locuitori.

Someşul Rece drenează prin afluenţii săi partea centrală a Munţilor Gilăului, avîndu-şi obîrşia în apropierea Muntelui Mare (de sub vîrful Runcului — 1 609 m). În zona de izvoare rîul curge tot printr-un relief cu aşpect deluros şi are căderi mici, însă prin ferăstruirea părţii sudice a masivului granitic îşi creează o vale prăpăstioasă cu căderi foarte mari, pînă la 125 m/km. După ieşirea din zona granitului, la Răcătău, primeşte din dreapta, pe parcurs, trei mici afluenţi (Irişoara, Dumitreasa şi Pîrîul Negru). Aici se varsă în rîu cel mai mare afluent al său — Răcătăul care a reuşit, de asemenea, să traverseze perpendicular masivul granitic ($S = 106$ km^2; $L = 27$ km).

În aval de Răcătău se derivă din Someşul Rece un canal de aducţiune, care duce o parte din debitele rîului spre micul lac de acumulare creat la gura ultimului său afluent din dreapta, Rîşca Mare ($S = 22$ km^2;

$L = 11$ km). Lacul cu un volum mic, asigură o regularizare diurnă pentru hidrocentrala Someşul Rece — cu o putere instalată de 1 200 kW.

Someşul Mic, imediat după formarea sa în mica depresiune tectono-erozivă de la Someşul Rece, traversează o bară de roci intruzive care servesc ca fundament pentru barajul de la Gilău.

Primul afluent al său, *Căpuşul*, colectează apele de pe versantul nordic al Munţilor Gilăului, avînd caracterul tipic asimetric al cursurilor submontane ($S = 145$ km²; $L = 29$ km). De aici şi pînă la Cluj, Someşul Mic primeşte afluenţi numai din dreapta şi anume : Lona sau Feneşul ($S = 105$ km²; $L = 22$ km) cu izvoarele pe flancul estic al Munţilor Gilăului, care traversează şi regiunea deluroasă monoclinală submontană pînă la vărsare şi pe Valea Gîrbăului ($S = 28$ km²; $L = 8$ km) cu izvoarele sub Măgura Sălicei. În oraşul Cluj se varsă în Someşul Mic, din dreapta, Becaşul ($S = 44$ km²; $L = 8$ km), iar din stînga, Nadăşul ($S = 331$ km²; $L = 33{,}6$ km) un curs de apă care se adaptează subsecvent la tectonica marginală a Munţilor Gilău din care cauză afluenţii din dreapta sînt scurţi sau lipsesc aproape cu totul. Afluenţii din stînga ai Nadăşului, cum sînt: Nădăşelul ($S = 102$ km²; $L = 16$ km), Somtelecul, Valea Popeştilor etc., pătrund adînc prin izvoarele lor în Podişul Someşan.

În aval de Cluj, Someşul Mic curge prin zona diapirică periferică a Bazinului Transilvaniei formînd limita între Cîmpia Transilvaniei (din dreapta) şi Podişul Someşan (din stînga). Primele izvoare întîlnite de rîu sînt cele care alimentează băile sărate de la Someşeni. Mulţi dintre afluenţii primiţi din dreapta sînt alimentaţi şi de izvoare sărate, ceea ce se reflectă şi în topicul lor ; pîrîul Murălori ($S = 14$ km²), Zăpodia ($S = 43$ km²; $L = 10$ km), Maraloiu sau Boju ($S = 55$ km²; $L = 13$ km).

Tectonica complicată de cute marginale şi de domuri se oglindeşte în caracterul întortocheat al restului afluenţilor care vin dinspre Cîmpia Transilvaniei, cum sînt Gădălinul ($S = 298$ km²; $L = 28$ km) cu numeroase vetre de lacuri desecate, cu lacurile sărate de ocnă prăbuşită (Cojocna), precum şi Fizeşul cu lacurile pe cursul principal şi afluenţi.

Fizeşul ($S = 564$ km²; $L = 42{,}9$ km) este ca mărime de bazin cel mai mare afluent al Someşului Mic, însă debitele sale mici denotă o scurgere foarte redusă. La aceasta contribuie desigur în primul rînd clima de silvostepă din Cîmpia Transilvaniei, cu precipitaţii în jur de 600 mm şi evapotranspiraţie în jur de 550 mm. Lacurile din lungul Fizeşului, Cătina ($S = 64{,}65$ ha; $W = 0{,}964$ mil. m³; $h = 3{,}0$ m), Popii I şi Popii II ($S = 47{,}23$ ha; $W = 0{,}604$ mil. m³; $h = 2{,}8$ m), *Geaca* ($S = 38{,}2$ ha; $W = 0{,}541$ mil. m³; $h = 2{,}5$ m), Sucutard, Ţaga Mare ($S = 88{,}2$ ha; $W = 1{,}427$ mil. m³; $h = 3{,}4$ m), Ţaga Mică ($S = 20{,}78$ ha; $W = 0{,}244$ mil. m³; $h = 2{,}4$ m), şi două lacuri pe afluenţi: Sîntejude pe Valea Coastei ($S = 71{,}05$ ha; $W = 0{,}993$ mil. m³; $h = 1{,}5$ m) şi Lacul Ştiucii ($S = 68{,}7$ ha; $W = 1{,}88$ mil m³; $h = 3{,}60$ m) de pe valea Bonţului, au un efect important de regularizare asupra regimului hidrologic, transformînd cursul principal, pînă în aval de Ţaga, într-o salbă de lacuri aşezate în trepte. În afară de aceste lacuri de vale, la Sic se menţine încă şi lacurile ocnelor de sare provenit în parte în urma prăbuşirii primelor exploatări.

Ultimul afluent dinspre Cîmpia Transilvaniei este Valea Bandului (Unguraş), care se varsă în Someşul Mic aproape de Dej ($S = 138$ km²; $L = 25$ km).

Afluenţii care vin din direcţia Podişului Someşan (Dealurile Clujului) coboară perpendicular spre cursul Someşului Mic. Aceste cursuri — consecvente în majoritate — au sisteme dendritice frumos dezvoltate pe depozitele sarmaţiene şi tortoniene monoclinale, cu intercalaţii de tufuri dacitice, la baza cărora pot fi întîlnite numeroase izvoare de calitate bună şi destul de bogate (Vultureni, Borşa etc.). Şirul acestor afluenţi începe cu Valea Chintenilor care se varsă în Someşul Mic la Cluj ($S = 45$ km^2; $L = 12$ km). Pe ea se află un mic lac cu origine de subsidenţă şi anastomozare laterală: Lacul Chinteni. În aval seria afluenţilor continuă cu Valea Caldă ($S = 33$ km^2; $L = 12$ km), Feiurdeniul ($S = 57$ km^2; $L = 13$ km), Prodaie, Borşa ($S = 27$ km^2; $L = 36$ km), Luna ($S = 189$ km^2; $L = 35$ km), Lujerdiu ($S = 77$ km^2; $L = 23$ km), Măru ($S = 75$ km^2; $L = 16$ km), Ormanul ($S = 26$ km^2; $L = 8$ km) şi pîraiele mici din aval de Gherla: Buneştiul, Nima, Chiezdul şi Valea Ocnei (pe care se află Ocna Dejului, cu vechi exploatări şi lacuri saline). Cursurile inferioare ale acestor pîraie în aval de Gherla sînt deranjate de tectonica diapirică, iar Valea Lujerdului şi Valea Lunei s-au instalat în lungul unor cute sinclinale.

Someşul, prin unirea Someşului Mare cu Someşul Mic în amonte de Dej, traversează spre NV Podişul Someşan, între dealurile Clujului şi Dealurile Ciceului, primind simetric o serie de afluenţi din ambele părţi.

Dinspre Dealurile Clujului şi Dejului primeşte pe primul său afluent mic Codorul (Salca), care se varsă în Someş tocmai la Dej ($S = 49$ km^2; $L = 11$ km), ce joacă un rol important în canalizarea oraşului. Acest pîrîu a contribuit în mare măsură la inundarea Dejului în V—VI 1970. În aval, tot din această parte, se varsă în Someş Olpretul ($S = 139$ km^2; $L = 24$ km) a cărei vale a fost martora evenimentelor răscoalei ţărăneşti de la Bobîlna, 1437. Şirul afluenţilor continuă cu caracter radiar în jurul vîrfului Călacea (527 m), prin rîurile Vadu, Simişna ($S = 135$ km^2; $L = 21$ km), Iapa, Cormeniş, Lozna, Cristolţel şi Briglez ($S = 110$ km^2; $L = 18$ km). Afluenţii care vin din dreapta, dinspre Dealurile Ciceului, sînt şi ei de dimensiuni asemănătoare, Sălătruc ($S = 153$ km^2; $L = 22$ km), Poiana ($S = 108$ km^2; $L = 13$ km), urmînd apoi afluenţi mai mici dinspre Culmea Prisnelului, cuprinsă de cotul Someşului între Glod şi Jibou.

La Turbuţa se varsă în Someş unul dintre afluenţii importanţi ai acestui sector, *Almaşul* ($S = 810$ km^2; $L = 65{,}4$ km), care soseşte de pe versantul estic al Mezeşului, din apropierea Bazinului Huedinului. Unul dintre afluenţii Almaşului — Dorogna — prin eroziune regresivă ameninţă cu captarea cursului Crişului Repede şi nu este imposibil acest fapt deoarece el drenează deja o parte din apele subterane ale depresiunii. Drept indiciu în acest sens ne serveşte compoziţia chimică a apei puternic sulfatată din zona de izvoare a Almaşului, fenomen propriu apelor subterane din Bazinul Huedin. Prin afluenţii săi din dreapta, Almaşul drenează partea vestică a Podişului Someşan (Bozolnic, Sîncraiul Almaşului, Dolu, Ugruţiu, Dragu ($S = 68$ km^2; $L = 12$ km) etc. Sistemul s-a adaptat bine la depresiunea tectonico-erozivă a Almaşului — Agrij, care a căpătat un aspect simetric, dendritic. Agrijul curge paralel cu Almaşul şi îşi colectează apele de la poalele Culmii Mezeşului. Ambii afluenţi se află în zona de adăpostire climatică a Mezeşului, distingîndu-se prin precipitaţii şi scurgere redusă. Văile lor, relativ largi, au cădere mică (în jur de 1—5 m/km) în sectoarele

mijlocii şi inferioare. Patul aluvionar larg din luncile lor cantonează mari cantităţi de ape freatice, din care motiv alimentarea subterană a lor este ridicată, atingînd 35—40% din scurgerea totală. Albiile lor înguste dar, adînci ne indică o eroziune liniară destul de accentuată.

Someşul în sectorul Porţii de la Jibou îşi măreşte încă odată panta longitudinală (valori de peste 1,3 m/km), avînd putere mare de eroziune în sectorul dintre prelungirea Mezeşului şi Masivul Preluca. Aici primeşte din stînga încă un pîrîiaş — Apa Sărată ($S = 65$ km^2; $L = 13$ km), iar dinspre Dealurile Zalăului încă o serie de cursuri mici (Inău, Urdii, Horoat, Uileac) şi Sălajul ($S = 465$ km^2; $L = 39$ km), cu scurgere mai bogată, adaptate la marele sinclinal, în care curge în aval şi Someşul pînă la confluenţa celui mai mare afluent al său — Lăpuşul.

Lăpuşul ($S = 1\,820$ km^2; $L = 114{,}6$ km) este colectorul aproape unic al versanţilor sudici ai Munţilor vulcanici Gutîi-Ţibleş şi ai Munţilor Lăpuşului, alcătuiţi mai ales din sedimentar eocen, oligocen, acvitanian. Cursul lui este un adevărat colector submontan, cu o puternică asimetrie din dreapta, mai ales dacă izvorul sistemului s-ar considera cel al Suciului.

Ca obîrşie a Lăpuşului se consideră pîrîiaşul care soseşte de sub vîrful Vărateculuí (1356 m). În Depresiunea Băiuţului în care pătrunde cu pante longitudinale mari (10—15 m/km), se linişteşte parţial şi primeşte doi afluenţi mici dar care au valoare economică însemnată: Strîmbu Băiuţi din dreapta ($S = 31$ km^2; $L = 8$ km) şi Botizul din stînga ($S = 30$ km^2; $L = 12$ km). Debitele lor precum şi ale Lăpuşului (numit local Valea Luncii) sînt suficiente pentru acoperirea necesităţilor de apă pentru extracţiile şi prelucrările miniere sulfo-auro-argintifere. Folosinţele industriale îşi lasă însă amprenta în calitatea apelor Lăpuşului, care sînt poluate pînă în aval de Tg. Lăpuş. Apele reziduale miniere şi de flotaţie pe lîngă cantităţile însemnate de suspensii conţin resturi de plumb, zinc, fenoli, sulfaţi şi cianuri, dar afluenţii săi cu scurgere bogată produc diluţii. Dintre aceştia se înşiră în stînga Roia ($S = 45$ km^2; $L = 16$ km), Iedera şi Suciul ($S = 247$ km^2; $L = 35$ km) care drenează versantul vestic al Ţibleşului prin intermediul pîraielor Ţibleş-Brad. Restul afluenţilor din stînga vin dinspre Culmea Breaza (975 m) ca: Rohia ($S = 71$ km^2; $L = 16$ km) şi Valea Mare ($S = 24$ km^2; $L = 8$ km) şi dinspre podişul calcaros al Boiului: Gîdelul ($S = 17$ km^2; $L = 7$ km), Boiu ($S = 24$ km^2; $L = 8$ km) şi Prislopul ($S = 16$ km^2; $L = 5$ km).

După cum se poate observa din cele expuse, afluenţii din stînga ai Lăpuşului, mai ales în aval de Suciu, nu aduc debite însemnate. Cei din dreapta îşi au în schimb bazinele hidrografice desfăşurate spre vest-sud-vest, colectoarele lor sînt mari şi variate şi în majoritate au căderi mari, deci oferă condiţii optime pentru folosinţe hidroenergetice. Cele trei compartimente de depresiuni, Lăpuş, Copalnic şi Baia Mare sînt umplute cu depozite piemontane pliocen-cuaternare, care conţin rezerve importante de ape freatice. Afluenţii din dreapta le traversează, avînd alimentare subterană bogată din ele, mai ales în porţiunile lor inferioare, formînd în fundul depresiunilor chiar cîmpuri de divagare şi cursuri cu mobilitate ridicată. Diferite faze în formarea piemonturilor, după cum arată Gr. Posea, au dus la modificări de cursuri, mai ales în cazul Suciului, Lăpuşului, Libotinului şi Dobricului (198). Aceştia din urmă îşi au originea sub eruptivul Şatrei (1 041 m) care este un adevărat nod hidrografic cu piemonturi centrifuge larg dezvol-

tate. Nu au dimensiuni mari (Libotinul $S = 68$ km²; $L = 16$ km şi Dobricul $S = 87$ km²; $L = 16$ km), dar au o scurgere subterană bogată.

În aval de Tg. Lăpuş, rîul începe să ocolească masivul cristalin al Prelucăi (vf. Florii 811 m) formînd un sector de chei lung de 30 km, cu pante pînă la 3—4 m/km, cu cataracte şi meandre încătuşate, din care scapă abia după confluenţa cu Cavnicul ($S = 262$ km²; $L = 34{,}8$ km), care-i aduce un debit de 3,8 m³/s.

Cavnicul îşi culege izvoarele de sub poalele estice ale Gutîiului (1445 m) şi pasul Neteda, fiind colectorul principal al Depresiunii Copalnic. După observaţiile lui Gr. Posea (198), profilul longitudinal al Cavnicului nu este încă echilibrat, prezentînd o serie de rupturi de pantă la unele niveluri vechi de eroziune (900 m, 700 m, 500 m). Cei doi afluenţi ai săi, Bloaia ($S = 95$ km²; $L = 25$ km) şi Berinţa ($S = 32$ km²; $L = 11$ km) îşi sculptează văile în platforma structurală sedimentară miocen-oligocenă.

Cavnicul la obîrşie primeşte o alimentare subterană bogată, mai ales din izvoare, iar apele sale sînt folosite din plin pentru exploatările miniere şi de flotaţie care le impurifică puternic. În aval de Cavnic, Lăpuşul rămîne un rîu poluat pînă la vărsare, elementele dominante de impurificare fiind aceleaşi ca şi în cazul cursului superior.

În aval de chei, cursul Lăpuşului se îndreaptă tot mai mult spre vest, primind încă două cursuri mai neînsemnate din dreapta (Chechişul sau Cia originară din Piemontul Negrei $S = 104$ km²; $L = 18$ km; şi Craica), după care primeşte pe cel mai mare afluent: Săsarul.

Săsarul ($S = 317$ km²; $L = 29$ km) este afluentul cu cea mai intensă utilizare din bazinul Someşului. Acest pîrîu cu un debit mediu de 5,8 m³/s, care îşi are originea pe versantul vestic al Gutîiului, cu precipitaţii şi scurgere foarte bogată, traversează o serie de centre miniere sau de prelucrări de minereu (Baia Sprie, Baia Mare) fiind poluat foarte puternic. Apele afluentului său Firiza ($S = 169$ km²; $L = 26$ km), sînt folosite la întreprinderile miniere de la Ferneziu şi este exploatat şi din punct de vedere hidroenergetic. În acest scop a luat naştere lacul de acumulare de la Strîmtori, construit între anii 1961 şi 1963, cu un volum de 17 600 000 m³ apă şi o suprafaţă de 110 ha. Coronamentul barajului are o lungime de 165 m şi o înălţime de 52 m, iar U.H.E. — Strîmtori are o putere instalată de 4 000 kW. În aval, apele lacului sînt folosite şi de către hidrocentrala Baia Mare precum şi pentru alimentare cu apă potabilă şi industrială a regiunii miniere Baia Mare. Cu rol de tampon, în aval de barajul de la Strîmtori s-a mai înfiinţat micul lac Berdu, cu un volum brut de 143 000 m³ şi cu un baraj de 14,5 m înălţime. De fapt din acest lac porneşte conducta de aducţiune spre U.H.E. II şi spre Baia Mare. Înainte de intrarea în funcţiune a acestui sistem, au mai fost create unele lacuri mici de acumulare, cum sînt Mogoşa Mică şi Mogoşa Mare pentru Baia Sprie (Lacul Bodi) care însă au fost desfiinţate. Un alt lac localizat lîngă Baia Mare şi anume Lacul Albastru, a fost transformat în ştrand.

În fine, ultimul afluent din dreapta al Lăpuşului, Băiţa, îşi culege apele de sub vîrful Pietroasa (1201 m); traversînd frumoasa depresiune structurală cu acelaşi nume ($S = 77$ km²; $L = 24$ km), bazinul său se desfăşoară aproape exclusiv în zona eruptivă însă apele sale sînt conduse în bună parte direct spre Someş, în aval de confluenţa cu Lăpuşul.

TABELUL 47

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinul Someş

Riu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				Skm² am / av.	Hmed am. / av.	Hmed am. / av.
1	2	3	4	5	6	7
Someşul Mare	Izvor	0	1 558	—	—	—
	Ph. Rodna	24,6	506	288	1 127	428
	Confl. Anieş	28,8	492	305	1 102	414
				444	1 126	413
Anieş	Izvor	0	2 162	—	—	—
Anieş	Ph. Anieş	18	512	132,3	1 200	439
Anieş	Confl. Someşul Mare	20,1	452	139	1 180	418
Cormaia	Izvor	0	1 800	—	—	—
	Singeorz Băi	20,0	455	100	1 041	406
	Confl. Someşul Mare	21,9	450	103	1 040	395
Someşul Mare	Confl. Ilva	44,4	415	620	1 062	386
				1 030	977	346
Ilva	Izvor	0	1 769	—	—	—
	Ph. Poiana Ilvei	32,2	474	221,0	869	296
	Confl. cu Someşul Mare	41,7	415	410	1 182	286
Someşul Mare	Ph. Nepos	53,8	359,0	1 148	935	339
	Confl. Rebra	59,9	338	1 182	918	333
				1 385	906	323
Rebra	Izvor	0	1 984,0	—	—	—
	Ph. Rebrişoara	42,8	340	202,0	975	263
	Confl. Someşul Mare	43,2	338,0	203,0	974	263
Someşul Mare	Confl. Sălăuţa	71,3	295,0	1 502	884	312
				1 918	880	309
Sălăuţa	Izvor	0	958	—	—	—
	Ph. Salva	40,1	315	- 515,0	817	298
	Confl. Someşul Mare	41,1	295	417	817	298
Someşul Mare	Ph. Nimigea de Jos	74,6	286	1 982	875	305
	Confl. Şieu	90,2	267	2 217	837	298
				4 052	732	229
Şieul	Izvor	0	982,0	—	—	—
	Confl. Budacu	31,8	320	176	573	103
				421	647	139
	Confl. Bistriţa	34,6	316	426	647	137
				1 088	126	186
Bistriţa	Izvor	0	1 562	—	—	—
Bistriţa	Ph. Bistriţa Bârgăului	24,6	577	207	1 058	342
	Ph. Bistriţa	54,0	351	614	827	225
	Confl. Şieu	65,4	316	662	795	217
Şieul	Ph. Sărăţel	34,8	312	1 088	726	186
	Confl. Dipşa	49,2	279,0	1 153	745	180
				1 612	633	168
Dipşa	Izvor	0	428	—	—	—
	Confl. Simnic	27,0	301	255	448	132
				416	432	141
	Ph. Chiraleş	35,5	289	441,0	425	139
	Confl. Şieu	37	279	459	424	138
Şieul	Ph. Şintereag	63,1	268	1 809,0	607	158
	Confl. Someşul Mare	70,1	267	1 834	600	156

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				Skm² am. / av.	Hmed am. / av.	Hmed am. / av.
1	2	3	4	5	6	7
Someşul Mare	Confl. cu Meleş	95	254	4 065	730	228
				4 370	711	262
	Ph. Beclean	95,6	252,5	4 371	710	222
Ilişua	Izvor	0	870	—	—	—
	Ph. Cristeştii-Ciceului	44,8	240	352	528	251
	Confl. Someşul Mare	46,5	235	354	526	250
Someşul Mare	Confl. Ilişua	103,4	235,0	4 409	704	221
				4 763	694	223
	Confl. Someşul Mic	119,6	236	5 034	680	222
				8 838	649	189
Someşul Cald	Izvor	0	1 385	—	—	—
Someşul Cald	Confl. Beliş	31,2	933	211	1 213	200
				326	1 219	219
Beliş	Izvor	0	1 265	—	—	—
	Ph. Beliş (Bălceşti)	21,4	940	114	1 241	255
	Confl. Someşul Cald	21,9	939	115	1 241	255
Someşul Cald	Ph. Beliş	31,5	930	310	1 225	217
Someşul Cald	Ph. Someşul Cald	63,1	424	491	1 116	257
	Confl. Someşul Rece	66,5	428	526	1 096	255
				860	1 125	259
Someşul Rece	Izvor	0	1 639	—	—	—
	Confl. Răcătău	30,0	650,0	153	1 339	235
				259	1 320	236
	Ph. Someşul Rece (Italieni)	38	559	294,0	1 224	246
	Ph. Someşul Rece	42,8	429,9	337,0	1 200	270
	Confl. Someşul Cald	45,6	428	331	1 199	269
Someşul Mic	Confl. Căpuşul	70,2	393	863	1 116	256
				1 008	1 131	238
	Confl. Luna (Feneş)	77,7	368	1 030	1 116	234
				1 175	1 115	229
	Ph. Cluj	84,0	348	1 192	971	225
	Confl. Nadăş	89,7	331	1 211	936	223
				1 571	907	185
Nadăşul	Izvor	0	668,0	—	—	—
	Ph. Mera	21,3	375,8	265	512	138
	Confl. Someşul Mic	33,6	331,0	360	508	149
Someşul Mic	Ph. Apahida	107,7	298,5	1 834	803	172
	Confl. Borşa	123	275	1 971	718	168
				2 243	731	164
Borşa	Izvor	0	487	—	—	—
	Ph. Borşa	28,6	302	186	460	142
	Confl. Someşul Mic	44,0	275	272	376	135
Someşul Mic	Confl. P. Lunei	129,6	266	2 538	698	158
				2 723	685	155
	Confl. Fizeş	148,5	250	2 929	662	154
				3 543	617	153
Fizeşul	Izvor	0	400	—	—	—
	Ph. Fizeşul Gherlei	31,8	273	439	405	157
	Confl. Someşul Mic	42,9	261	564	387	144
Someşul Mic	Confl. Someşul Mare	166,2	236	3 804	597	144

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				Skm² am. / av.	Hmed am. / av.	Hmed am. / av.
1	2	3	4	5	6	7
Someşul	Ph. Dej	120,2	224	8 845	645	189
	Ph. Ciocmani	194,0	190,0	9 965	619	185
	Confl. Almaş	201,8	187	10 169	613	185
				10 979	597	185
Almaşul	Izvor	0	640,0	—	—	—
	Ph. Hida	42,3	243	552	420	164
	Confl. Someş	65,4	187,0	810,5	380	160
Someşul	Confl. Agriş	206,6	184,0	10 988	597	183
				11 372	583	181
Agrişul	Izvor	0	600	—	—	—
	Ph. Prodăneşti	43,3	198	374	385	122
Someşul	Ph. Jibou	209	182	11 452	582	181
	Ph. Ulmeni	239,3	170	11 752	580	178
	Confl. Sălaj	247,1	159	11 843	579	177
				12 308	563	177
Sălajul	Izvor	0	360	—	—	—
	Ph. Sălsig	37,8	160	457	231	78
	Confl. Someş	39,6	159	465	230	77
Sălajul	Confl. Lăpuş	270,5	145	12 694	555	171
				14 515	553	174
Lăpuşul	Izvor	0	1 200	—	—	—
	Ph. Rogoz	30,4	339,0	290	668	245
	Confl. Suciu	32,7	338	297	658	240
				544	681	242
	Ph. Răzoare	42	316	747	622	218
	Confl. Cavnic	76,5	197,0	976	589	226
				1 238	578	215
Cavnicul	Izvor	0	1 145	—	—	—
	Ph. Copalnic	29,5	235,5	248	566	178
	Confl. Lăpuş	34,8	197	262	555	177
Lăpuşul	Ph. Remetea Chioarului	78,3	190	124	571	215
	Ph. Lăpuşel	106,6	155,5	1 487	517	199
Lăpuşul	Confl. Săsar	106,8	155,0	1 487	516	199
				1 804	531	200
	Confl. Someş	114,6	145,0	1 820	542	198
Someşul	Ph. Satu Mare	329,9	118,0	15 155	540	171
	Frontiera R.P.U.	345	112	15 217	536	170
Homorodul	Izvor	0	280	—	—	—
	Frontiera R.P.U.	58,8	112	501	126	15
Crasna	Izvor	0	565	—	—	—
	Ph. Şimleul Silvaniei	42,4	201	391	372	99
	Ph. Supurul de Jos	83,7	145	921	310	97
	Ph. Moftimul Mic	121,8	113,5	1 646	268	81
	Frontiera R.P.U.	140,4	110	1 926	251	71

În aval de primirea Lăpuşului, Someşul intră în Cîmpia de Vest, unde curge în zona marelui con de dejecţie format de el însuşi. Numeroasele cursuri mici din aval de Seini conturează destul de clar structura şi extensiunea conului, care are căderi atît spre nord, spre bazinul Turului, cît şi spre sud, spre bazinele Crasna-Eriu. Cursurile Egherului, Racta,

Turul, în aval de Turulung, Egherul Mare şi Şarul pot fi considerate ca nişte cursuri parazitare de pe flancul nordic al conului de dejecţie al Someşului. Mişcările de subsidenţă din zona mlaştinii Ecedei şi culoarului Ieriu au contribuit la abaterea spre sud a cursului Someşului care după primirea Crasnei din stînga, curgea pe valea Ierului. Albia actuală a Someşului, după A. Bogdan, s-a stabilit pe la începutul subborealului (faza fagului). Cursurile Homoroadelor, la sud de cursul actual ne indică o divagare puternică în direcţia lor, în aval de Lipău, fiind posibilă şi existenţa unor pierderi pe cale subterană din Someş spre Homorodul Balcaia (Canaliş), iar după Z. Benedek, în trecut, se poate presupune chiar şi difluenţe superficiale spre sud. Someşul avea un curs foarte instabil chiar şi în secolul trecut, înainte de îndiguirea sectorului inferior, deci procesele care au avut loc trebuie să fie foarte recente. În prezent pe acest traseu se prevede construirea canalului magistral de descongestionare a Someşului spre Ier, care va servi şi irigaţiile din cîmpie.

La inundarea cîmpiei din jurul Satului Mare au contribuit în mare măsură şi pîraiele care aparţin de sistemul Homorodului, organizate din direcţia Făgetului. În scopul de apărare contra inundaţiilor şi de drenare a apelor subterane foarte apropiate de suprafaţă a fost creat în 1896 Canalul colector al Homoroadelor care-şi varsă apele mari în Someş, la Satu Mare. În mod normal însă apele lor sînt colectate de către sistemul propriu al Homorodului care în aval de localitatea Livada se continuă prin Canalul Keleti, care se îndreaptă spre R.P. Ungară, unde revine în Someş (S = = 605 km^2; L = 55 km).

Un fost afluent al Someşului care în prezent se varsă în Tisa, pe teritoriul R. P. Ungare, este *Crasna* (S = 2 120 km^2; L = 121 km). Rîul îşi are obîrşia la capătul sudic al Depresiunii Silvaniei, la contactul dintre Munţii Mezeşului şi Plopişului, de sub vîrful Măgurii Priei (997 m). După cercetările lui R. Ficheux şi Al. Savu prin şeaua Osteana, aflată între cele două masive, Crişul Repede, sau mai exact Sebeşul şi Drăganul, se scurgea spre bazinul actual al Crasnei.

Pantele mari ale rîului în zona de izvoare (10—30 m/km) scad pînă la 10—50 cm/km în sectorul său de cîmpie, unde în aval de Moftinul Mic contribuie în mod esenţial la formarea mlaştinilor eutrofe ale Ecedei, pantele apropiindu-se de zero. Cursul său este aproape rectiliniu începînd de la mica subdepresiune a Ostenei, însă pe parcurs este nevoit să facă o buclă mare în jurul măgurii cristaline a Şimleului (597 m). De altfel, pînă la Supurul de Jos, între dealurile Sălajului curge în formaţiuni relativ noi, cu structură piemontană de vîrstă pliocen-cuaternară. Valea sa adîncă pînă aproape de cîmpie crează condiţii favorabile pentru drenajul adînc al apelor freatice. La ieşirea sa în cîmpie formează un mare con de dejecţie, care a participat la colmatarea zonei de subsidenţă a Ecedei. Este de remarcat că rîul Crasna a alimentat din abundenţă mlaştinile Ecedei, iar în timpul apelor mari unele cantităţi de apă au pătruns între Aciş şi Mihăieni chiar şi spre depresiunea Ierului. După cum subliniază Z. Benedek acest proces a continuat pînă la desecarea mlaştinilor Ecedei şi regularizarea, indiguirea cursului inferior al Crasnei. În anul 1940, de exemplu, prin ruperea digurilor, apele Crasnei au inundat depresiunea Ierului, localnicii din satele respective fiind nevoiţi să circule numai cu bărci. În prezent repartizarea debitelor între cele două sisteme se face prin canalul de la Aciş (v. fig. 103).

De altfel, Crasna deşi are un bazin mare de recepţie are un debit mediu relativ redus din cauza scurgerii scăzute ($Q_0 = 4{,}5$ m³/s; $Y = 70$ mm/an), iar debitele minime sînt insuficiente pentru necesităţile de alimentare a irigaţiilor. Tocmai din acest motiv pentru viitor sînt prevăzute acumulări în bazin cu un volum de 30 000 000 m³, prin care suprafaţa irigabilă poate creşte cu circa 700 ha (de la 700 la 1 400 ha). Totodată pentru apărări contra inundaţiilor în bazin vor fi asanate circa 4 000 ha.

Afluenţii Crasnei se organizează dendritic, dar cu o asimetrie destul de accentuată spre dreapta, mai ales în aval de confluenţa cu Zalăul ($S = 274$ km²; $L = 37$ km), care-şi întinde sistemul de afluenţi tot spre versantul vestic al Mezeşului.

Afluenţii din stînga sînt mai dezvoltaţi în depresiunea Crasnei, în golful Silvaniei: Valea Banului ($S = 57$ km²; $L = 14$ km), Marin, Mortăuţa ($S = 54$ km²; $L = 13$ km), urmaţi de o serie de pîraie mici dinspre Colinele Toglaciului cum sînt: Plasei, Bicu, Cumpenei, Vida, Mălădia, Carastelec, Somoşia, Zănicel şi Şoldubiţa. Din dreapta pînă la vărsarea Zalăului se evidenţiază pîraiele Boului, Pria, Poniţa ($S = 50$ km²; $L = 12$ km), Seredeanca, Catrici, Coliţca. Zalăul ($S = 274$ km²; $L = 37$ km) şi afluenţii din aval, din dreapta, au dimensiuni relativ mari: Corundul sau Maja ($S = 243$ km²; $L = 29$ km), Cerna ($S = 115$ km²; $L = 19$ km), Băii ($S = 26$ km²; $L = 12$ km) şi Maria (Chirişa) ($S = 170$ km²; $L = 31$ km).

În fine, cîteva cuvinte despre *Mlaştina Ecedei*, respectiv, în prezent, *Cîmpia Ecedei*. Depresiunea Crasnei inferioare este o zonă redusă, de subsidenţă locală, cu o suprafaţă de 432 km², în care încă de la sfîrşitul ultimei glaciaţiuni a început formarea unei mlaştini eutrofe extinse (cca. 290 km²). În partea sudică a zonei supraumezite se poate vedea urmele colmatării fluviatile a Crasnei, conul său de dejecţie; în partea nordică o extensiune mare a avut încă în secolul trecut lacul, acoperit tot mai mult cu o pătură de turbă în partea inferioară şi cu plaur în partea superioară (191).

Mlaştina Ecedei a fost asanată între anii 1895—1898, fiind abătute din vechea lor albie Crasna, Homorodul şi Bălcanul (Bălcaia). Apele mlaştinii au fost scurse spre Someşul inferior, care a fost îndiguit pe stînga pentru a nu inunda fosta mlaştină prin intermediul reţelei secundare de pe conul său de dejecţie. Pentru drenarea apelor interne ale mlaştinii s-au tăiat 4 canale principale şi o reţea de canale secundare de drenaj a căror lungime, în total, a ajuns la 260 km. Graţie acestor ameliorări mlaştina Ecedei s-a transformat într-o cîmpie roditoare, punîndu-se la dispoziţia agriculturii 34 000 ha. Din acestea cca 9 200 ha se află pe teritoriul ţării noastre şi restul pe teritoriul R.P. Ungare (191).

Canalul principal al sistemului este cel al Crasnei inferioare, care a fost condus în Tisa cu cîţiva kilometri în aval de vărsarea Someşului. Paralel cu Canalul Crasna, spre NV, au fost tăiate canalul Central sau nr. 2 şi Canalul Estic sau nr. 3. În ele au fost conectate Homorodul şi Balcaia. În prezent lucrările de desecare continuă cu un nou canal de dimensiuni mari: Canalul Livada-Frontieră-Berveni, cu rol de colectare care deserveşte 19 880 ha. El va lega, paralel cu linia graniţei, cele trei canale în direcţie transversală cu o capacitate de transport de 17,1 m³/s pe 8 tronsoane de colectare a apelor din sistemele de desecare. Prin sisteme de îndiguiri, prin staţiile de pompare de la Moftinul Mic şi Berveni rezervele de apă inutile din sistem sînt îndepărtate cu precădere spre Crasna, curs bine întreţinut.

Astfel, se ajunge la scopul final de asigurare a unui regim hidrologic optim pentru culturile acestor teritorii foarte roditoare.

În bazinul Someş-Crasna au funcţionat în total 79 de posturi hidrometrice, din care în prezent au rămas 51 (39 sînt în 1965 de bază şi 12 anexe, cu observaţii de nivel). Valorile normei scurgerii s-au putut determina la 27 de posturi. Acestea pot fi urmărite în tabelul nr. 48 şi fig. 99.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic. În bazinul Someşului bilanţul hidrologic prezintă contraste destul de însemnate. Zonele cu circuitul cel mai intens al apei sînt localizate pe versanţii carpatici expuşi spre V-SV, adică în bazinul Lăpuşului (Băiţa, Săsar, Cavnic etc.), unde precipitaţiile sînt abundente, peste 1 000 mm/an, iar la altitudini mici, sub 1 000 m. În aria golfului reliefal al Săsarului, în jurul Băii Mari, se formează o scurgere medie anuală de 400—500 mm şi se evaporă în medie în jur de 600 mm/an. La altitudini puţin mai mari (H_{med} = 737 m) pe Firiza la Ferneziu media precipitaţiilor pe bazin se ridică deja la 1 390 mm, din care se scurge 903 mm, şi evapotranspiraţia scade la valori sub 500 mm. Gradienţii scurgerii ajung aici la 100—110 mm la 100 m altitudine.

În bazinul Someşului Mare circuitul apei se moderează. Valorile frecvente de 1 300—1 400 mm precipitaţii din bazinele Lăpuş-Săpînţa la altitudini sub 1 000 m, în bazinul Someşului Mare pot fi identificate numai în zonele alpine ale Munţilor Rodnei şi mai puţin sigur în Munţii Călimani. La aceste altitudini însă evapo-transpiraţia este redusă, sub 300 mm/an, din care motiv scurgerea medie ajunge la valori de peste 1 000 mm/an. Menţionăm, că la aceeaşi altitudine scăderea valorilor de precipitaţii dinspre Munţii Lăpuşului spre Călimani este un fenomen constant şi desigur, cu aceasta, legea devine valabilă şi pentru scurgerea medie.

În bazinul Someşului Mic se manifestă clar, aproape în tot timpul anului, efectul de descendenţă a maselor de aer provenite din circulaţia vest-sud-vestică. Prin urmare circuitul apei se încetineaşă şi mai mult: precipitaţiile scad la valori de 1 000—1 100 mm chiar şi la altitudini de peste 1 300 m şi cu aceasta valorile scurgerii medii rămîn sub 700 mm. Evapo-transpiraţia este în schimb mai ridicată în Munţii Gilăului decît pe versanţii expuşi spre bazinul Crişurilor (socotită la aceeaşi altitudine), variind în jur de 400—500 mm. Gradienţii tuturor componenţilor bilanţului hidrologic sînt mici.

Scăderea scurgerii medii se observă, mai ales, în regiunile de podiş unde în bilanţul hidrologic domină net precipitaţiile (550—650 mm) şi evapotranspiraţia (500—550 mm/an). Scurgerea medie în Cîmpia Transilvaniei este în jur de 30—70 mm, iar în Dealurile Năsăudului se ridică pînă la 150—200 mm. Valori mai reduse se observă în vestul Piemontului Barcăului-Şimleului şi Sălajului, unde în condiţiile altitudinilor mai mici creşte vertiginos evapo-transpiraţia.

Merită să subliniem încă o lege interesantă a bilanţului hidrologic care şi ea este legată de configuraţia reliefului, respectiv a raportului lui cu circulaţia atmosferică. Văile din nordul Podişului Transilvaniei care au direcţie N-S sau S-N sînt predispuse la o oarecare protecţie climatică, ceea ce

TABELUL 48

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor din bazinul Someşului (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S baz. (km²)	H med (m)	Q_0 (m³/S)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Someşul Mare	Rodna Veche	288	1 127	5,00	1 003	546	457	172
Anieş	Anieş	132	1 200	3,04	1 160	726	444	230
Ilva	Poiana Ilvei	221	869	3,02	935	430	505	122
Someşul Mare	Nepos	1 148	935	16,0	940	439	501	127
Rebra	Rebrişoara	202	975	3,94	1 080	586	494	173
Bistriţa	Bistriţa	614	827	7,22	885	371	514	108
Dipşa	Chiraleş	441	425	1,27	663	91	552	25
Şieu	Şintereag	1 809	607	13,4	758	233	525	69
Meieş	Rusu de Jos	279	416	0,78	655	88	567	20
Someşul Mare	Beclean	4 371	710	44,0	833	317	516	88
Ilişua	Cristeştii Ciceului	352	528	3,28	820	294	526	85
Beliş	Beliş	115	1 240	2,32	1 075	635	440	197
Someşul Cald	Beliş	310	1 225	6,22	1 065	632	433	198
Someşul Cald	Someşul Cald	491	1 116	7,74	986	497	489	158
Răcătău	Răcătău	105	1 279	1,77	945	532	413	170
Someşul Rece	Someşul Rece (uz)	294	1 224	4,54	963	488	475	155
Someşul Mic	Cluj	1 193	971	13,4	882	354	528	113
Nadăş	Mera	265	512	0,88	665	105	560	25
Someşul Mic	Apahida	1 834	803	16,6	818	285	533	88
Borşa	Borşa	186	460	0,56	650	95	555	25
Fizeş	Fizeşul Gherlei	440	405	1,10	649	79	570	23
Someş	Dej	8 845	645	68,6	777	245	532	78
Almaş	Hida	552	420	1,60	645	91	554	31
Someş	Ulmeni	11 752	580	80,3	761	216	545	69
Sălaj	Sălsig	458	231	2,27	708	156	552	45
Suciu	Suciu de Jos	193	742	3,11	1 010	508	502	142
Lăpuş	Răzoare	747	622	10,1	948	424	524	114
Cavnic	Copalnic	248	566	3,87	1 015	490	525	158
Lăpuş	Remetea Chioarului	1 241	571	18,0	968	452	516	131
Firiza	Ferneziu	131	737	3,74	1 389	903	486	255
Someş	Satu Mare	15 155	540	1,4	781	237	544	74
Crasna	Supurul de Jos	921	310	2,87	670	98	572	23
Crasna	Moftinul Mic	1 647	268	4,56	640	87	553	21

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

determina scăderea cantităţilor de precipitaţii şi scurgere în văi şi mai ales pe versanţii expuşi spre est (de ex. văile Almaş, Agrij, Borşa, Luna, Gădălin, Fizeş, Meleş, Dipşei etc.).

Regimul hidrologic al rîurilor reflectă şi el legile de continentalism a climei dinspre Oaş spre Bîrgaie-Călimani-Harghita. Contrastul este chiar izbitor, dacă analizăm ponderea scurgerii medii a iernii. În partea nordică şi nord-vestică a Transilvaniei încălzirile frecvente, inversiunile termice de iarnă, ocluziunile de mase de aer de origine subtropicală din ianuarie şi februarie, moderează în mod esenţial clima, ducînd chiar la ivirile „conclavelor" în vegetaţie, cum sînt pădurile de castani de la Baia Mare. Instabilitatea ierni, topirea repetată a păturii de zăpadă la nivelul podişului Sălajului şi chiar spre sud-est, spre valea Dipşei, duce la formarea *tipului pericarpatic vestic* de regim hidrologic, în cazul căruia scurgerea medie din timpul iernii depăşeşte 30% (v. tabelul 49). La est de aria acestui tip de regim, în munţi, apare *tipul carpatic vestic* cu viituri iarna din topirea zăpezii, cu ape mari de primăvară frecvente dar de scurtă durată, vehemente, însoţite deseori de ploi, cu viituri izolate vara. Aceste tipuri de regim apar în mod clasic în Oaş—Gutîi—Ţibleş—Munţii Lăpuşului, între altitudinile de 800—1 300 m, şi în bazinele Tur, Crasna, Lăpuş, Sălaj, la nivele joase. Privit în ansamblu, chiar şi regimul din bazinul Someşului Mare denotă o serie de caracteristice înrudite cu tipul carpatic vestic, dar trebuie să-l considerăm totuşi ca o arie de tranzit spre *tipul carpatic transilvan* propriuzis, care se distinge prin scurgere de iarnă mult mai redusă şi cu scurgere medie de vară mai ridicată, ce depăşeşte 20%. În acest sens merită să subliniem că din cauza rezervelor de zăpadă mai reduse din Munţii Gilăului (arie de descendenţă a maselor de aer oceanice) şi a ploilor de vară convective în bazinul Someşului Rece (de altfel şi a Ierii) ponderea scurgerii de vară creşte la valori de peste 25% şi se aseamănă cumva cu varianta tipului de regim carpatic oriental moldav.

În fine, în Podişul Someşan şi în Cîmpia Transilvaniei domină tipul de regim hidrologic *pericarpatic transilvan* cu ape mari de primăvară, cu frecvenţă aproape anuală (85—90%) şi cu viituri de vară.

Scurgerea şi debitele maxime. În bazinul Someşului mai ales în timpul primăverii şi verii, în cazul tipului de regim vestic (carpatic şi pericarpatic) se pare că debitele record se formează din topirea zăpezilor asociate cu ploi. Este greu să stabilim limita între viiturile provenite numai din ploi şi cele alimentate din zăpezi şi din ploi, avînd în vedere că topirea zăpezilor în Munţii Rodnei şi Călimani durează şi în mai şi uneori chiar şi în iunie. Mai mult, există situaţiile de regenerare temporară a zăpezii la altitudini mari, cînd în zonele inferioare plouă din abundenţă şi se formează viituri pur pluviale. În orice caz, viiturile cele mai nimicitoare, catastrofale, din 1888, 1932, 1970 s-au format în lunile de primăvară, la începutul verii pe Someş, iar pe rîurile de podiş — iarna (de ex. Crasna la 10 febr. 1966 = = 314 m^3/s) sau la începutul verii (mai-iulie).

Viitura care a dat naştere la debite maxime cu o frecvenţă de cca 1,0—0,5% produs între 12—15 mai 1970 se poate considera clasică din punct de vedere hidrologic. S-a format în perioada de descendenţă a activităţii solare după maxima multiseculară înregistrată în anul 1957, chiar după culminarea primului ciclu de 11 ani, tot în fază de descendenţă ; se observă

TABELUL 49

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele Someş-Crasna (1950—1967) (282)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Iarna	Primăvara	Vara	Toamna	Tip de regim
Someşul Mare	Rodna Veche	4,30	6,90	9,88	20,3	15,3	9,60	7,48	6,11	3,92	4,48	5,36	6,37	17,6	45,5	23,2	13,7	CT
Anieş	Anieş	4,46	6,00	8,25	17,8	17,0	10,6	8,03	6,71	4,44	4,77	5,67	6,27	16,7	43,1	25,3	14,9	CT
Someşul Mare	Nepos	5,07	8,52	12,1	20,1	13,8	9,16	6,70	5,32	3,25	3,84	5,19	6,95	20,5	46,0	21,2	12,3	CT
Rebra	Rebrişoara	5,00	8,55	10,9	17,0	14,3	9,79	8,08	6,07	3,82	4,48	5,32	6,69	20,3	42,2	23,9	13,6	CT
Bistriţa	Bistriţa	5,75	9,92	13,6	17,1	10,4	9,50	7,60	5,62	3,12	4,00	5,27	8,12	23,8	41,1	22,7	12,4	CT
Dipşa	Chiraleş	6,26	17,2	22,7	16,2	8,50	5,73	6,06	3,26	0,93	1,66	4,12	6,50	30,0	47,4	15,9	6,70	PcT
Şieu	Şintereag	6,08	11,2	15,4	17,3	10,5	8,62	6,89	5,09	2,50	3,31	4,93	8,18	25,5	43,2	20,6	10,7	PcT
Someşul Mare	Beclean	5,75	10,4	14,8	18,2	11,8	8,70	6,76	5,02	2,77	3,32	5,01	7,47	23,6	44,8	20,5	11,1	CT
Ilişua	Cristeştii Ciceului	7,30	15,2	20,3	15,0	7,15	7,25	5,17	3,52	2,11	2,63	5,17	9,20	31,7	42,5	15,9	9,90	CT+PcV
Beliş	Beliş	5,22	5,84	9,13	18,7	15,4	10,2	8,20	5,30	4,00	4,25	5,22	7,00	18,1	43,2	25,2	13,5	CT
Someşul Cald	Beliş	4,62	5,25	7,75	21,7	17,7	10,7	8,90	6,08	3,64	4,07	4,75	6,32	16,7	47,1	24,2	12,5	CT
Someşul Cald	Someşul Cald	4,50	5,58	8,48	20,5	17,6	11,3	8,42	5,65	3,48	3,85	4,52	6,12	16,2	46,6	25,4	11,8	CT
Răcătău	Răcătău	4,70	4,75	6,43	18,4	18,4	12,3	9,05	7,32	4,65	4,00	4,20	5,80	15,3	43,2	28,7	12,8	CT
Someşul Rece	Someşul Rece	4,50	4,38	5,97	17,7	18,9	12,2	9,44	7,30	4,95	4,26	4,43	5,97	14,9	42,6	28,9	13,6	CT CT CT
Someşul Mic	Cluj	4,72	5,68	8,15	19,1	17,9	11,6	8,75	6,26	3,80	3,80	4,40	5,85	16,2	45,2	26,6	12,0	CT
Someşul Mic	Apahida	4,80	5,98	8,70	18,4	17,5	11,5	8,70	6,28	3,90	3,85	4,49	5,90	16,6	44,6	26,5	12,3	CT
Borşa	Borşa	4,85	18,6	24,9	14,8	11,8	7,92	5,01	2,42	1,46	1,45	2,75	4,04	27,5	51,5	15,3	5,70	PcT
Fizeş	Fizeşul Gherlei	5,71	12,4	20,0	15,2	10,5	8,28	6,32	5,72	4,28	2,71	4,22	4,66	22,8	45,7	20,3	11,2	PcT
Someş	Dej	6,05	10,3	14,2	18,0	12,2	9,20	6,76	5,10	2,90	3,18	4,67	7,44	23,8	44,4	21,1	10,7	CT
Almaş	Aida	7,05	13,8	18,8	13,1	12,6	9,75	6,64	3,98	2,69	2,59	3,88	5,12	26,0	44,5	20,4	9,10	PcT
Someş	Ulmeni	5,75	11,3	15,0	17,9	12,1	9,15	6,67	4,91	2,76	3,02	4,37	7,07	24,1	45,0	20,7	10,2	CT
Sălaj	Sălsig	9,70	24,0	25,9	11,6	6,23	5,10	1,61	1,70	0,52	1,06	3,08	9,50	43,2	43,7	8,40	4,70	PcV
Suciu	Suciu de Jos	7,90	11,7	15,3	17,9	9,10	8,30	6,52	4,06	2,42	3,19	5,26	9,10	28,7	41,5	18,9	10,9	PT
Lăpuş	Răzoare	7,70	12,7	17,3	17,1	8,04	7,75	5,83	3,58	1,87	2,77	5,76	9,60	30,0	42,4	17,2	10,4	
Cavnic	Copalnic	7,70	13,2	16,5	17,6	7,86	8,15	4,95	3,60	1,85	2,92	5,74	9,90	30,8	42,0	16,7	10,5	CV+PcV
Lăpuş	Remetea Chioarului	8,22	12,9	17,0	16,7	7,95	7,82	5,80	3,56	1,80	2,60	5,45	10,2	31,3	41,6	17,2	9,90	CV+PcV
Firiza	Ferneziu	7,02	9,31	11,8	19,8	10,8	8,29	5,90	4,54	2,92	3,78	6,16	9,68	26,0	42,4	18,7	12,9	CV
Someş	Satu Mare	6,34	12,2	15,7	17,6	11,0	9,08	6,30	4,07	2,62	2,82	4,42	7,85	26,4	44,3	19,5	9,80	CT+PcT
Crasna	Supurul de Jos	8,32	18,6	16,9	13,0	9,45	9,10	5,32	3,42	1,78	1,55	3,68	8,88	35,8	39,4	17,8	7,00	PcV

CV — Carpatic vestic; *CT* — Carpatic transilvan; *PcT* — Pericarpatic transilvan; *PcV* — Pericarpatic vestic

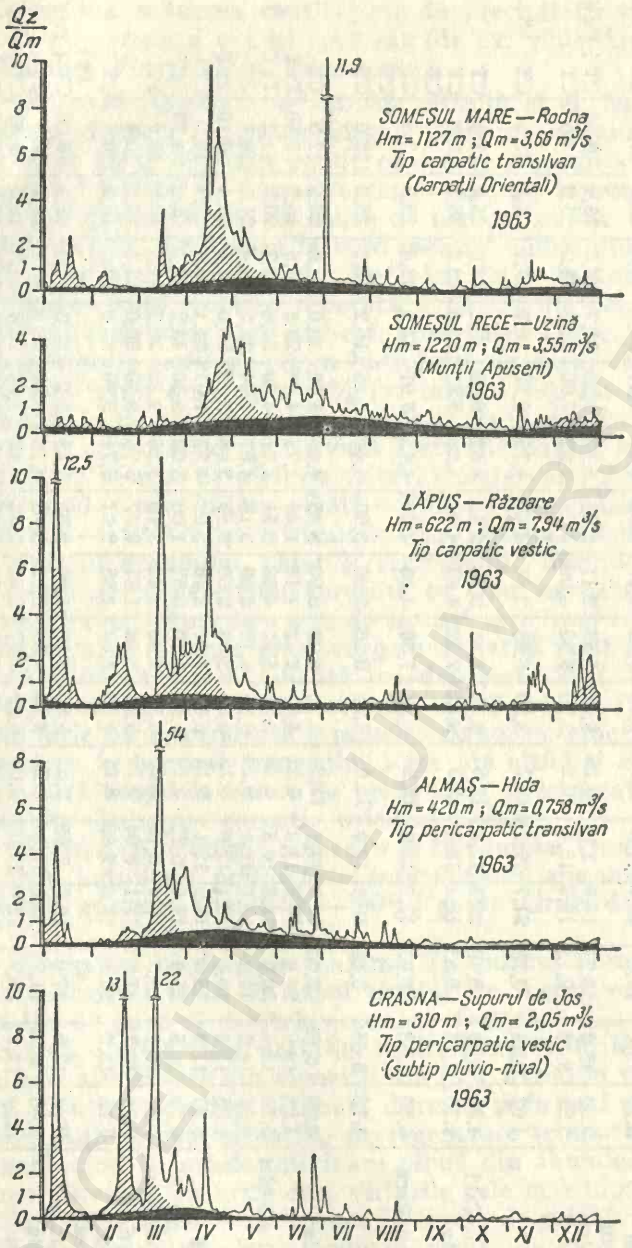


Fig. 100. Cîteva hidrografe caracteristice în bazinele Someş şi Crasna (I. Ujvári).

deci o întîrziere de 13 ani faţă de maxima absolută şi de doi ani faţă de maxima brückneriană a ciclurilor, cînd există numeroase tulburări în circulaţia atmosferică pe întregul glob. În Transilvania şi în Carpaţii Orientali s-a resimţit o puternică supraumezire a învelişului geografic, precipitaţiile depăşind în fiecare lună din acest an valorile medii multianuale, mai ales în aria

BCU SIBIU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

influenței oceanice maxime amintite din nord-estul Transilvaniei. Astfel, precipitațiile medii din perioada ianuarie-aprilie 1970 au depășit cu 93% la Bistrița, cu 58% la Dej, cu 42% la Sighetul Marmației mediile multianuale, iar pătura de zăpadă formată la 1 mai în munți, la altitudini de peste 1 000 m, s-a topit tot în perioada 5—13 mai. Ploile abundente de la începutul lunii au culminat în zilele de 12 și 13 mai, cînd în decurs de două zile s-a înregistrat ploi de 80—180 mm în bazinul Someșului Mare și în jurul Călimanilor. Acest aflux a avut un coeficient de scurgere de 0,50—0,80 pe spații foarte mari (cca. 50 000 km²) care au cuprins Carpații Orientali, dealurile Ciceului, Năsăudului, Bistriței, partea estică a Cîmpiei Transilvane. Prin urmare s-au format viituri cu frecvență rară (în jur de 0,5—2,0 %) pe toate pîraiele zonei și acestea s-au suprapus în timp pe Someșul Mare în aval de confluența cu Șieul. Viitura rezultată (v. fig. 101) a avut o durată de 76 ore la Beclean cu perioadă de ascendență de 27 ore. Debitul maxim la Beclean este apreciat la 2 010 m³/s (1% = 1760 m³/s), cel de la Dej de 2 300 m³/s (1% = 2 200 m³/s), iar cel de la Satu Mare la 3 342 m³/s (1% = = 3 070 m³/s). Volumul total al viiturii a fost de cca. 569 mil. m³ la Dej și aproape un miliard m³ la Satu Mare, unde și durata ei a fost mai mare (250 ore).

Nivelurile din timpul viiturii nu sînt stabilite pretutindeni cu exactitate. La Beclean se apreciază la 577 cm (nivel „0" = 160 cm), la Dej 808 cm („0" = 240 cm), la Ulmeni prin extindere în luncă a scăzut la 656 cm („0" = 230 cm) ca să salte apoi, după primirea Lăpușului, la 820 cm la Ciocîrlău („0" = 250 cm) și la 816 cm la Satu Mare („0" = 240 cm). Vitezele medii de deplasare a undei de viitură au fost: de 3 m/s (7 ore) între Rodna Veche și Beclean, de 2,6 m/s (3 ore) între Beclean-Dej, de 2,05 m/s (9 ore) între Cluj-Salatiu pe Someșul Mic, de 2,00 m/s (17 ore) între Dej și

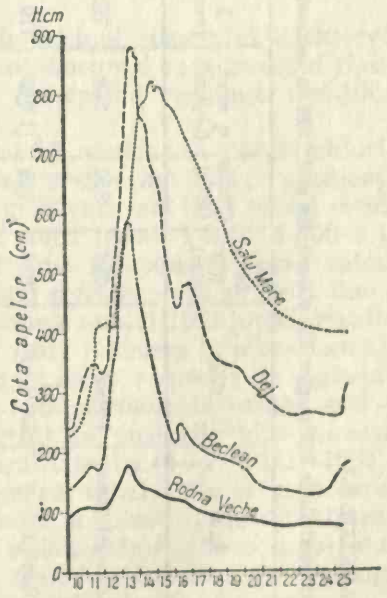


Fig. 101. Unde de viitură și propagarea ei în lungul Someșului, în mai 1970.

TABELUL 50

Caracteristicile hidrologice ale viiturii din mai 1970 în bazinul Someşului

Rîul	Post	Nivel max. (cm)	Q max (m^3/s)	q max. ($l/s/km^2$)	h (mm)	Fazele (în ore)				Volum (mil. m^3)		Data şi ora producerii maximei
						creştere	scădere 1/5	scădere 1/2	durata totală	Creştere	Total	
Someşul Mare	Nepos	384	850	748	76,2	25	16	41	66	32,9	86,7	13 mai ora 8
Bistriţa	Bistriţa	384	619	[1 010	119	15	14	27	42	21,3	73	13 mai ora 6
Şieu	Şintereag	476	1 130	635	63	21	14	27	96	34,2	110,2	13 mai ora 14
Someşul Mare	Beclean	577	2 010	465	74,5	16	22	43	59	85,2	322,2	13 mai ora 9
Someş	Dej	808	2 300	262	64	24	28	142	170	111,6	569	13 mai ora 19
Someş	Ulmeni	656	3 115	268	65	45	25	103	148	223	763	14 mai ora 13
Firiza	Ferneziu	—	168	1 806	182	24	12	23	47	8,27	16,9	13 mai ora 17
Lăpuş	Lăpuşel	612	780	538	59,6	22	14	42	64	24,5	86,4	13 mai ora 15
Someş	Satu Mare	816	3 342	223	78	52	55	49	171	391,7	1162	15 mai ora 12

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ulmeni şi 1,94(9 ore) între Răzoare şi Lăpuşel pe Lăpuş. Unda de viitură a parcurs distanţa Dej—Satu Mare în decurs de 23 de ore.

În partea vestică a bazinului Someşului, în special în Munţii Gilăului, conform legilor dinamice ale maselor de aer s-au manifestat fenomenele catabatice (obişnuite în cazul circulaţiilor intense de aer din NV), ceea ce a dus la formarea unor cantităţi de precipitaţii mai reduse aici (50—70 mm în zilele de 11 şi 12 mai). Viitura formată pe Someşul Mic şi afluenţi s-a dovedit ca obişnuită cu excepţia Fizeşului unde debitele maxime au avut o valoare ridicată, cu o frecvenţă între 1—2%. Pe Fizeş viitura s-a accentuat şi din cauza ruperii digurilor heleşteielor.

Considerăm că particularităţile acestei viituri pot servi ca bază pentru o revizuire a normelor de calcul de poduri, diguri, baraje etc. pentru bazinul Someşului Mare, Lăpuş şi Someşul inferior.

Valorile scurgerii şi debitelor maxime din bazinele Someş-Crasna sînt cuprinse în tabelul 51 (Institutul de Meteorologie şi Hidrologie). Din acesta reiese că pe bazinele mai mici (300—500 km²) valorile scurgerii maxime cu asigurare de 1% ajung la 1 000—1 500 l/s/km² mai ales în nord-estul Transilvaniei, unde s-au observat şi viiturile catastrofale tratate. În bazinul Someşului Mic scurgerea maximă are valori mult mai reduse, în jur de 800 — 1 000 l/s/km², pe categoria bazinală menţionată.

Scurgerea maximă elementară (1—10 km²), oglindeşte şi ea dinamica extensiunii teritoriale a fenomenului. După observaţiile existente pe micile pîraie montane din Muţii Gilăului ea ajunge la cca 10 m³/s/km² pe versanţi orientaţi spre est şi 15—20 m³/s/km² în vest. La Cluj, în timpul unei ploi intense din 24 iulie 1959 (54 mm/30 min) pe Pîrîul Ţiganilor (1,6 km) a fost observată o viitură din ploi cu un debit maxim specific de 5 m³/s/km², valoare care ar putea fi generalizată pentru bordura vestică deluroasă a Podişului Transilvaniei, ca valoare cu asigurare de 1%.

Scurgerea şi debitele minime ale rîurilor din bazinul Someşului se observă iarna în cazul tipului de regim carpatic transilvănean şi vara în cazul tipurilor pericarpatice transilvănean şi vestic (exceptînd regiunile munţilor mai înalţi).

Scurgerea minimă zilnică cu asigurarea de 95% variază în marea majoritate a rîurilor de podiş în jur de 0,05—0,10 l/s/km² crescînd apoi cu gradienţi mai mari pe versanţii vestici ai munţilor şi gradienţi mai mici pe cei estici pînă la valori de 1—2 l/s/km² la altitudini mari (peste 1 300—1 500 m). Media lunară cu aceeaşi asigurare este mult mai ridicată, atingînd valori de 5—8 l/s/km² (v. tabelul 52). În anii cei mai secetoşi, cum au fost: ianuarie-februarie 1954, decembrie 1958 sau toamna anului 1961 (precipitaţiile au lipsit în septembrie-octombrie-noiembrie, fiind reduse şi în iulie-august), multe dintre rîurile din Podişul Transilvaniei au secat, respectiv au îngheţat pînă la fund. Suprafaţa bazinelor rîurilor semipermanente atinge 400—420 km². Astfel, fenomenul a fost înregistrat la posturile hidrometrice Almaş—Hida (11. VIII. 1961), Fizeş—Fizeşul Gherlei (4—7. VIII. 1961), Dipşa la Chiraleş (6—8. VII. 1962), dar numărul rîurilor din această categorie este mult mai mare (de exemplu, Sălajul şi afluenţii săi din stînga, afluenţii mai mari ai Crasnei din dreapta ca Zalăul, Maja, afluenţii cursului inferior ai Someşului Mic, ca Valea Caldă, Gădălin, Bandăul etc. (v. fig. 101). Rîurile intermitente au bazine mai mici, pînă la 30—50 km².

TABELUL 51

Debitele şi scurgerea maximă pe rîurile din bazinul Someş-Crasna (282)

Rîul	Post	Debite maxime de asigurare (m^3/s)				Scurgerea maximă ($l/s/km^2$) asig. 1%
		1%	3%	5%	10%	
Someşul Mare	Rodna Veche	340	245	210	160	1 180
Someşul Mare	Nepos	810	625	540	440	705
Someşul Mare	Beclean	1 760	1 410	1 250	1 040	402
Bistriţa	Bistriţa	520	365	300	240	845
Ilişua	Cristeştii Cicelui	290	215	180	140	825
Someşul Mic	Cluj	580	425	360	280	470
Fizeşul	Fizeşul Gherlei	50	40	35	30	114
Someş	Dej	2 200	1 760	1 570	1 300	248
Someş	Ulmeni	2 660	2 100	1 850	1 520	226
Sălaj	Sălsig	165	135	120	100	360
Lăpuş	Răzoare	580	445	390	320	775
Suciu	Suciu de Jos	220	160	140	120	1 140
Cavnic	Copalnic	210	170	150	130	846
Firiza	Ferneziu	190	145	130	100	1 450
Someş	Satu Mare	3 070	2 410	2 130	1 750	202
Crasna	Şimleul Silv.	240	170	140	110	615
Crasna	Moftinul Mic	450	330	290	210	259

Temperatura apei. În bazinul Someşului media anuală a temperaturii apei din rîuri este cu circa 3—4°C mai ridicată decît cea a aerului, ceea ce este şi normal, dacă ne gîndim la perioada de iarnă, cînd temperatura apei nu coboară sub zero grade. Ambele caracteristice se datorează capacităţii calorice mari şi conductibilităţii termice mici a apei. Relaţiile se pot generaliza şi pentru teritorii întinse.

Temperatura maximă zilnică observată se ridică, în cazul pîraielor mici, pînă la 32—34°C (Borşa, Fizeş, Cavnic-Copalnic, Almaş, Lăpuş etc.). Ca un fenomen interesant se poate aminti influenţa radiaţiei directe asupra încălzirii apei rîurilor de pe suprafaţa de denudaţie a Munţilor Gilău, unde din cauza pantelor şi vitezelor mici precum şi datorită adîncimii mici a văilor care nu permit ecranarea albiei, temperaturile maxime observate sînt mult peste valorile normale. Astfel, de exemplu, în cazul Someşului Cald la Beliş (alt. 938 m) temperatura maximă atinge 28,6°C, în timp ce pe rîul învecinat, la altitudini mult mai mici (431 m la Someşul Rece, dar cu vale adîncă), maxima se ridică abia pînă la 23,8°C. Acest fenomen a fost observat de localnici din timpurile cele mai vechi, fapt ce i-a adus şi denumirea de Someşul Cald.

Fenomenele de îngheţ. Prin caracteristicile lor de durată, fenomenele de îngheţ oglindesc aceleaşi legităţi care au fost observate şi în cazul determinării tipurilor de regim: fenomenele de încălzire iarna sînt mai accentuate în partea vestică a bazinului, iar fenomenele de îngheţ sînt cele mai stabile în Munţii Gilăului, unde iarna este mult mai aspră. În regiunile de dealuri desigur şi fenomenele de îngheţ apar într-o perioadă mai redusă ca durată, ele fiind totodată mult mai instabile decît în munţi (v. fig. 102). În zonele mai înalte din cauza apelor freatice cu temperatură pozitivă care

TABELUL 52

Debitele şi scurgerea minimă pe riurile din bazinele Someşului şi Crasnei

Riul	Post	Debite medii lunare minime				q min (95%) specific (l/s/km²)	Debit min. zilnic (95%) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă			
		Q_{min} (m³/sec)	Data prod., luna, anul	$Q_{min.}$ (m³/sec.)	Data prod., luna, anul		
1	2	3	4	5	6	7	8
Someşul Mare	Rodna Veche	0,48	I. 1954	1,00	X. 1961	1,67	0,110
Anieş	Anieş	0,48	I. 1954	0,84	X—XI. 1959	3,61	—
Someşul Mare	Nepos	1,00	—	1,85	—	0,86	0,350
Şieu	Şintereag	0,97	I. 1954	1,59	IX. 1961	0,54	0,600
Someşul Mare	Beclean	3,50	I. 1954	4,97	IX. 1961	0,80	2,00
Ilişua	Cristeştii Ciceului	0,14	XII. 1953	0,16	IX. 1961	0,40	—
Beliş	Beliş	0,21	II. 1954	0,40	XI. 1953	1,82	0,095
Someşul Cald	Beliş	0,59	II. 1954	1,21	X. 1961	1,90	0,300
Someşul Cald	Someşul Cald	0,80	I. 1954	1,26	X. 1961	1,62	0,400
Răcătău	Răcătău	0,15	I. 1954	0,36	X. 1961	1,42	0,066
Someşul Rece	Someşul Rece	0,41	I. 1954	1,27	XI. 1958	1,39	0,150
Someşul Mic	Cluj	1,53	II. 1954	1,90	IX. 1961	1,28	0,500
Someşul Mic	Apahida	1,91	II. 1954	3,71	X. 1963	1,04	—
Borşa	Borşa	0,01	I. 1964	0,02	IX—XI. 1961	0,05	—
Fizeş	Fizeşul Gherlei	0,04	I. 1964	0,04	XI. 1961	0,09	—
Someş	Dej	5,89	II. 1954	10,7	X. 1965	0,66	3,70
Almaş	Isida	0,05	I. 1964	0,09	IX. 1960	0,09	0,035
Someş	Ulmeni	8,00	I. 1954	9,36	IX. 1961	0,68	4,50
Sălaj	Sălsig	0,05	II. 1954	0,01	IX. 1961	0,02	0,005
Suciu	Suciu de Jos	0,28	I. 1954	0,23	X. 1965	1,19	0,007
Lăpuş	Răzoare	0,28	I. 1954	0 ,48	IX. 1961	0,38	0,150
Cavnic	Copalnic	0,10	I. 1954	0,18	IX. 1961	0,40	—
Lăpuş	Lăpuşel	0,54	I. 1954	0,78	IX. 1961	0,36	—
Firiza	Ferneziu	0,62	II. 1954	0,50	IX. 1961	3,80	0,120
Someş	Satu Mare	9,70	II. 1954	12,3	X. 1961	0,63	6,10
Crasna	Şimleul Silvaniei	0,07	I. 1964	0,03	IX. X. 1961	0,077	—
Crasna	Supurul de Jos	0,09	II. 1954	0,03	IX—X. 1961	0,03	—
Crasna	Moftinul Mic	0,019	I. 1964	0,012	X. 1961	0,07	—

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

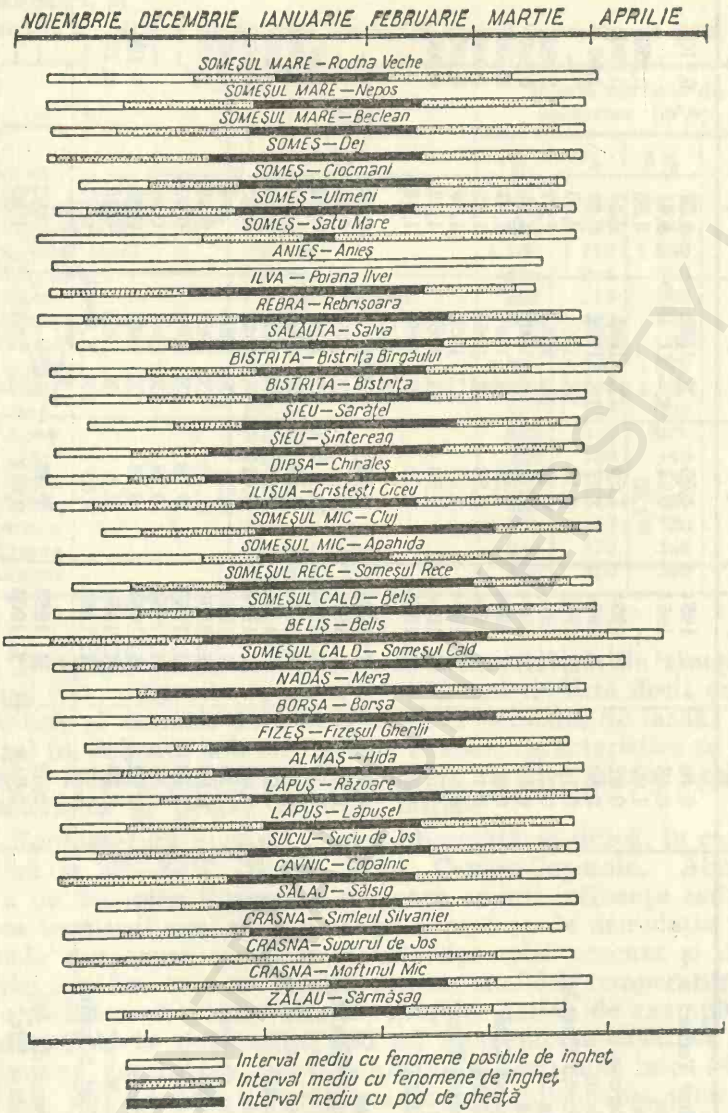


Fig. 102. Diagrame caracteristice ale fenomenelor de îngheţ din bazinele Someşului şi Crasnei (I. Ujvári).

alimentează iarna rîurile precum şi din cauza frecării interioare a apei (viteza mari!), fenomenele de îngheţ devin, de asemenea, mai puţin stabile.

Podul de gheaţă ca atare este mai frecvent pe sectoarele fluviatile cu căderi mai mici şi cu debite mai reduse. Astfel, I. Buta sesizează situaţia din bazinul Someşului Mare, cînd pe Şieu la Sărăţel frecvenţa apariţiei podului de gheaţă este mai mare decît pe Someşul Mare la Rodna Veche (69,3%, faţă de 42,2%), deşi apa Şieului conţine unele cantităţi de clorură de sodiu. Frecvenţa cea mai mare a podului de

gheață, peste 90%, se observă în cazul rîurilor de podiș (Ilișua, Nadăș, Lăpușul la Lăpușel), iar peste 80% pe Salva, Bistrița Bîrgăului, Șieul inferior, Borșa, Fizeș, Almaș, Lăpuș); cea mai redusă este frecvența anuală în cazul sectoarelor Someșului cu debite mari și cu climă mai blîndă-iarna (Someș-Satu Mare, 23%, Crasna-Moftinul Mic, 46%, Dipșa la Chiraleș, 61,5% etc.). Durata maximă a podului de gheață atinge 118 zile pe Beliș la Beliș, 113 zile pe Someșul Cald, 117 zile la Cluj, 113 zile pe Nadăș, 116 zile pe Borșa, 110 zile și Almaș și abia 28 zile pe Someșul Mare la Satu Mare, 60 zile la Rodna Veche, 66 zile pe Dipșa la Chiraleș, 61 zile pe Cavnic, 68 zile pe Crasna etc.

Scurgerea solidă. Acest fenomen a fost studiat în bazinul Someșului la 17 posturi hidrometrice. Valorile medii calculate pe perioada 1958—1967, ne dau o imagine destul de clară în privința turbidității apei și scurgerii solide specifice.

Turbiditatea medie variază între 60 g/m³ (Firiza—Ferneziu) și 1750 g/l (Almaș la Hida). Turbiditatea medie cea mai redusă (sub 100 g/m³) a fost observată în regiunile bine împădurite și cu roci de bază dure, cum sînt versantul sudic al Rodnei, al Țibleșului și al Gutîiului, în bazinul superior al Someșului Rece; ea crește la valori de peste 1000 g/m³ pe rîurile autohtone ale Podișului Someșan unde o largă răspîndire le au argilele tortoniene, slab rezistente. Cîmpia Transilvaniei este caracterizată de izolinii de 500 g/m³, iar bazinul Crasnei de 300—600 g/m³.

Valorile normale ale eroziunii specifice parcă urmăresc pe cele ale turbidității. În munții din bazinul Someșului apare pretutindeni izolinia de 0,5 t/ha/an, crescînd pînă la 1,0 t/ha/an în Cîmpia Transilvaniei și bazinul Crasnei-Homorod și pînă la 2,5 t/ha/an în Podișul Someșan. Valori și mai mari (pînă la 5 t/ha/an) apar izolat în regiunile miniere cu flotații, deci cu introducerea sterilului în Cavnic, Lăpușul superior etc. Valori relativ ridicate (1—2 /ha/an) se observă și în aria răspîndirii argilelor vărgate de pe platforma Munților Gilău (Someșul Cald).

Datele caracteristice ale scurgerii solide sînt expuse în tabelul 53.

În urma proceselor de eroziune din bazin, sistemul Someș—Crasna—Homorod transportă anual o cantitate totală de 4 300 000 t de aluviuni spre Tisa, ceea ce reprezintă un strat erodat de 0,183 mm de sol compact cu o greutate specifică de 1,5. Ea are tendință de scădere, avînd în vedere reîmpăduririle, lucrările ameliorative contraerozionale, îmbunătățirea sistemelor agrotehnice de prelucrare a solului.

Repartiția scurgerii solide în timpul anului corespunde în linii mari cu cea a scurgerii lichide (v. tabelul 52), adică marea majoritate a aluviunilor în suspensie se transportă primăvara și iarna, respectiv vara.

Particularitățile hidrochimie ale apelor. Aceste particularități au fost examinate în timpul apelor mici, cînd domină scurgerea subterană și totodată apele cu mineralizare mai ridicată. În aceste condiții se constată contrastul puternic ce există între calitatea apelor din munți cu roci cristaline, metamorfice, puternic levigate și ale sedimentarului din jur. În munți putem vorbi chiar de o uniformitate în care, caracteristica de bază este dominarea apelor carbonatate din grupa calciului, cu mineralizare sub 300 mg/l și duritate sub 8 gr. g.

TABELUL 53

Scurgerea şi debitele solide medii (1954—1967) pe rîurile din bazinul Someş şi Crasna (282)

Rîul	Post	Valori medii 1954—1967			
		Q (m^3/s)	R (kg/s)	ρ (g/m^3)	r (t/ha/an)
1	2	3	4	5	6
Someşul Mare	Rodna Veche	5,12	1,12	219	1,225
Someşul Mare	Nepos	16,09	4,86	302	1,338
Bistriţa	Bistriţa	7,62	2,50	328	1,283
Dipşa	Chiraleş	1,31	0,85	650	0,610
Someşul Mare	Beclean	45,44	20,81	458	1,490
Ilişua	Cristeştii Ciceului	3,36	1,50	445	1,340
Someşul Cald	Beliş	6,47	1,50	230	1,52
Someşul Rece	Someşul Rece	4,27	0,38	89	0,041
Someşul Mic	Cluj	13,23	3,61	272	0,921
Someş	Dej	69,56	52,45	754	1,871
Almaş	Hida	1,60	2,61	1 631	1,492
Someş	Ulmeni	82,61	71,74	868	1,926
Lăpuş	Răzoare	10,42	3,86	371	1,630
Cavnic	Copalnic	3,85	3,53	914	4,490
Lăpuş	Remetea Chioarului	18,38	4,24	231	1,077
Firiza	Ferneziu	3,55	0,13	38	0,273
Someş	Satu Mare	116,18	135,64	1 165	2,825
Crasna	Supurul de Jos	2,70	0,85	315	0,290
Crasna	Moftinul Mic	4,0	2,00	500	0,380

Sedimentarul în schimb îi imprimă apelor caractere chimice foarte variate. Baza geochimică, cu sedimente marine levigate pînă la faza sulfatică, cu orizonturi de gips în depozitele eocen-oligocene din nord-vestul Podişului Someşan, brîul diapiric care determină ivirea izvoarelor sărate între Cojocna—Cluj—Dej—Beclean—Sărăţel sînt factorii principali ai varietăţii teritoriale, dar există şi un factor general: circuitul slab al apelor din Cîmpia Transilvaniei. Precipitaţiile medii de 530—600 mm, evaporaţia de 650—700 mm (potenţială) asigură o salinizare continentală sulfatică-calcică-carbonatică mai ales pe versanţii de dealuri expuşi spre sud. A. Vancea observă foarte judicios, că însăşi sedimentele sarmaţiene conţin încă sulfaţi sub formă de cristale în timpul precipitării sărurilor care alimentează de fapt procesul de salinizare a apelor din rîuri, lacuri.

În urma acestor condiţii rîurile alohtone din cuprinsul podişurilor, suferă modificări de tip de mineralizare sub influenţa izvoarelor şi afluenţilor autohtoni (Someşul Mare, Şieul, Someşul Mic din tip HCO_3 în tip Cl). Rîurile autohtone din Cîmpia Transilvaniei suferă modificări în faze de regim (HCO_3 spre SO_4 şi Cl) etc. Unele exemple de tipuri hidrochimice sînt cuprinse în tabelul 54.

Apele minerale din bazinul Someşului se formează în condiţii variate. La nord de Masivul Călimanilor se observă o vastă arie mofetică, care afectează atît apele zonei cu roci cristaline, cît şi zona oligocen-aqvitaniană cu depozite flişoide. În primul caz apar apele bicarbonatate (Anieş), carbonatate-clorurate de la Valea Vinului şi sodice de la Sanţ, cu mineralizare medie în jur de 4—5 g/l şi conţinut de CO_2 între 2—11 g/l. Tot în a-

TABELUL 54

Date hidrochimice privitoare la rîurile din bazinul Someş şi Crasna (la ape mici)

Rîul Post	Data probei	pH	Rez. fix mg/l	Cationi (mg/l)			Anioni			Duritate (gr.g.)
				Ca	Mg	Na + + K	SO_4	Cl	HCO_3	
Someşul Mare	29. IX. 1961	8,0	—	40,0	8,51	10,93	43,35	7,80	125,0	7,56
Rodna Veche										
Someşul Mic	7. X.	7,4	106	22,0	2,43	16,04	27,3	9,92	70,8	3,64
Cluj	1961									
Fizeş	11.VIII.	7,6	870	242,11	42,56	157,7	76,6	242,7	350,0	18,5
Fizeşul Gh.	1961									
Someş	12. IX.	7,6	514	53,0	10,4	151,62	58,82	205,7	184,2	9,8
Dej	1961									
Almaş	21. IX.	8,8	1 114	112	1,22	69,76	385,6	14,9	291,6	16,0
Hida	1961									
Cavnic	14. IX	8,4	410	82	14,59	43,48	228,7	11,3	128,1	14,8
Copalnic	1961									

ceastă zonă se ivesc apele complexe bicarbonatate, cloruro-sodice, calcice, magneziene de la Sîngeorz—Băi, Lunca, Poiana Ilvei şi Prava. Cele de la Sîngeorz şi Valea Vinului se îmbuteliază. Compoziţie asemănătoare, însă fără bioxid de carbon, le au izvoarele de la Tîrlişua, Bizuşa, Cărbunari.

După o întrerupere teritorială spre nord-vest, aria mofetică reapare în grupa vulcanică nordică şi în jurul ei. Ape carbo-gazoase, cloruro-bicarbonatate-sodice, calcice, magneziene se găsesc la Stoiceni (îmbuteliere), Dăneşti, Baia Sprie, Chiuzbaia, Apa Sărată etc.

Restul apelor minerale se formează prin dizolvarea sării de către apele freatice în brîul diapiric, prin ivirea unor resurse de ape fosile în zona Cîmpiei Transilvaniei şi prin dizolvarea gipsurilor în partea vestică a Dealurilor Clujului.

Dintre apele clorurate simple amintim pe cele din jurul Cojocnei, Corpadea, Gădălin, Ocna Dej, Mica, Sînmărghita, Beudiu, Feleac, Figa, Sasarm, Miniş, Nimigea, Băile Slătiniţa, Şieu, Măgheruş, Someşodorhei, Sărăţel, Pintic, Tăure, Blăjeni etc. Apele sărate de la Someşeni, Băiţa, Puini, Buza, Beudiu etc. sînt complexe, bicarbonatate, sodice, sulfatate, unele din ele fiind iodurate-bromurate. În fine din categoria apelor sulfatate calcice fac parte izvoarele de la Leghia, iar cele de la Hida (sulfuroase), după A. Pricăjan provin din levigarea piritelor din cărbuni.

SISTEMUL CRIŞURILOR

Crişurile şi rîurile aferente sistemului lor drenează versanţii din nord, vest şi sud ai Munţilor Apuseni, şi o parte din Cîmpia de Vest (a Tisei) totalizînd o suprafaţă de 25 537 km², din care 14 880 km² pe teritoriul ţării noastre. Componenţii principali ai sistemului traversează graniţa ţării spre R. P. Ungară, unde se înmănunchează în cuprinsul zonei de subsidenţă cunoscută sub denumirea de Cîmpia Crişurilor. De la nord la sud, aceste sisteme sînt:

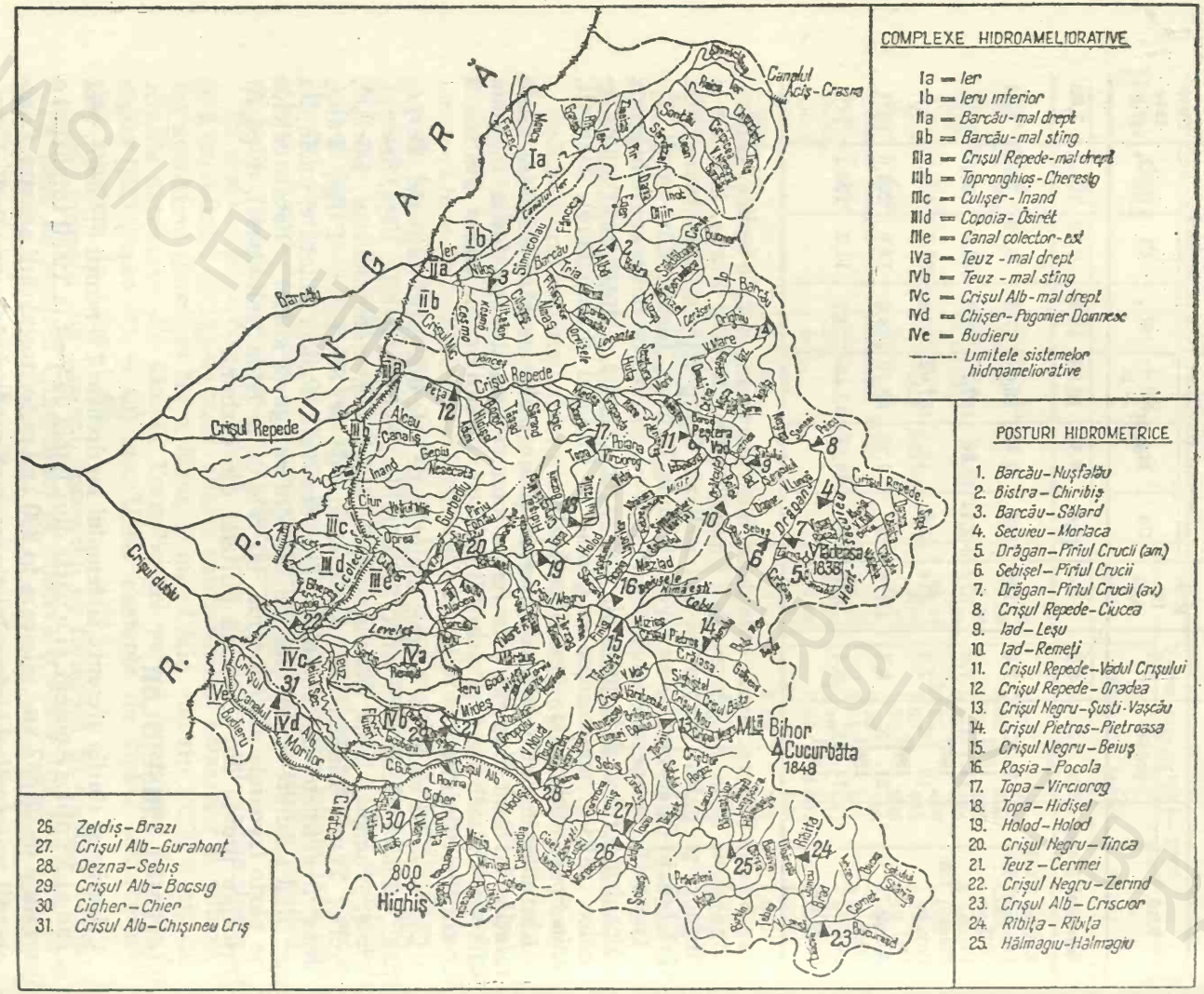

COMPLEXE HIDROAMELIORATIVE
Ia = Ier
Ib = Ieru inferior
IIa = Barcău - mal drept
IIb = Barcău - mal stîng
IIIa = Crișul Repede - mal drept
IIIb = Toprongnios - Cheresig
IIIc = Culișer - Inand
IIId = Copoia - Ösirét
IIIe = Canal colector - est
IVa = Teuz - mal drept
IVb = Teuz - mal stîng
IVc = Crișul Alb - mal drept
IVd = Chișer - Pogonier Domnese
IVe = Budieru
Limitele sistemelor hidroameliorative
POSTURI HIDROMETRICE
1. Barcău - Nușfalău
2. Bistra - Chiribiș
3. Barcău - Sălard
4. Secuieu - Morlaca
5. Drăgan - Firiul Crucii (am.)
6. Sebișel - Firiul Crucii
7. Drăgan - Firiul Crucii (av.)
8. Crișul Repede - Ciucea
9. Iad - Leșu
10. Iad - Remeți
11. Crișul Repede - Vădul Crișului
12. Crișul Repede - Oradea
13. Crișul Negru - Șusti - Vașcău
14. Crișul Pietros - Pietroasa
15. Crișul Negru - Beiuș
16. Roșia - Pocola
17. Topa - Vircioroș
18. Topa - Hidișel
19. Holod - Holod
20. Crișul Negru - Tinca
21. Teuz - Cermei
22. Crișul Negru - Zerind
23. Crișul Alb - Criscior
24. Ribița - Ribița
25. Hălmagiu - Hălmagiu
26. Zeldiș - Brazi
27. Crișul Alb - Gurahonț
28. Dezna - Sebiș
29. Crișul Alb - Bocsig
30. Cigher - Chier
31. Crișul Alb - Chișineu Criș
Ier
Barcău
Crișul Repede
Crișul Negru
Crișul Alb
Canalul Aciș - Crasna
Canalul Morilor
Canalul Bufieru
Canalul Cigher
Mlții Bihor
Cucurbăta 1848
Vîrfurile 1838
Highiș 800
R. U N G A R Ă
R. P.

Fig. 103. Sistemul Crișurilor și posturile hidrometrice utilizate la studii.

Ierul sau Eriul ($S = 1\,437$ km²; $L = 107$ km), Barcăul sau Bereteul (Bîrcăul) ($S = 1\,977$ km²; $L = 118$ km), Crişul Repede ($S = 2\,425$ km²; $L = 148$ km), Crişul Negru ($S = 4\,476$ km²; $L = 144$ km) şi Crişul Alb ($S = 3\,957$ km²; $L = 238$ km).

Din cauza lungimii sale maxime ca izvor este socotit Crişul Alb, care confluează pe teritoriul R. P. Ungare cu Crişul Negru, formînd Crişul Dublu. Acesta colectează o serie de pîraie de cîmpie din ţara noastră, de pe interfluviul Crişul Negru — Crişul Repede, cum sînt: Culişerul, Barmodul şi Ghepeşul. Mai în aval în Crişul Dublu se varsă şi Crişul Repede după ce acesta a primit pe Barcău cu Ieru.

Iniţial în zona cîmpiei piemontane şi de subsidenţă rîurile din sistemul Crişurilor au inundat teritorii vaste, din care cauză începînd cu anul 1613 s-au efectuat o serie de lucrări de ameliorare pentru combaterea inundaţiilor şi drenarea artificială a cîmpurilor agricole, cu exces de umiditate. Între anii 1759 şi 1829 s-a făcut o ridicare topografică minuţioasă a zonei de cîmpie, urmată ulterior de îndiguirea cursurilor inferioare ale Crişurilor şi Barcăului. De asemenea, au fost tăiate o serie de meandre (de exemplu 41 de coturi pe Crişul Negru prin care s-a obţinut o scurtare de 12,5 km) şi îndepărtate obstacolele din albii (baraje de mori etc.). Mai tîrziu, pînă la începutul secolului nostru, au fost proiectate, şi parţial construite, o serie de canale colectoare, prin care se adună apele scurse din regiunile piemontane şi deversate în cursurile principale, ferind astfel de inundare cîmpia îngrădită de diguri. Ulterior „apele interioare" au fost drenate prin sisteme de canale de drenaj şi prin pomparea apelor acumulate primăvara în cîmpie spre cursurile principale. În prezent sînt ferite în total de inundaţii — circa 201 100 ha (10), din care o suprafaţă de 28 200 ha este drenată artificial. Credem că nu este necesar să subliniem, că aceste lucrări transformă în mare măsură funcţia de colectare a apelor de către bazinele de recepţie, cumpenele de apă superficiale (naturale) pierzîndu-şi în mare măsură rolul. Prin urmare considerăm că fenomenele hidrologice trebuiesc tratate în zonele de cîmpie sub aspectul peisajului profund modificat de om.

Barcăul sau Beretăul şi Ierul (Eriul) drenează partea sud-vestică a Depresiunii Şimleului. În cursul său superior Barcăul prezintă o asimetrie avînd afluenţii îndeosebi pe stînga de pe clina nordică a Plopişului şi piemontului său. Pe teritoriul R. P. Ungare, în apropiere de graniţă, primeşte şi apele Depresiunii Ierului.

Barcăul îşi are obîrşia în platoul calcaros de vîrstă triasică, de sub Ponor (977 m), din apropierea satului Tusa, din care colectează apele unor izvoare carstice cu debite nu prea abundente. De aici pătrunde în piemontul de acumulare levantină al Plopişului pe care îl traversează printr-o vale mai îngustă pînă la Sig şi Subcetate. Prin piemontul cuaternar de eroziune, în aval de Valcău, intră în Depresiunea de eroziune a Nuşfalăului, unde se observă o tendinţă permanentă de abatere spre dreapta a cursului Barcăului. Înainte de a pătrunde în Depresiunea Nuşfalău panta longitudinală a cursului este de 17 m/km (în medie), dar în depresiune ea scade la 2—3 m/km, ceea ce determină aluvionări puternice şi o mobilitate mare a albiei.

Depresiunea este închisă în partea sa inferioară de defileul de la Marca în care rîul şi-a adîncit valea epigenetic într-un pinten cristalin al Plopişului. De aici, Barcăul face un cot brusc spre nord conform direcţiei de cădere

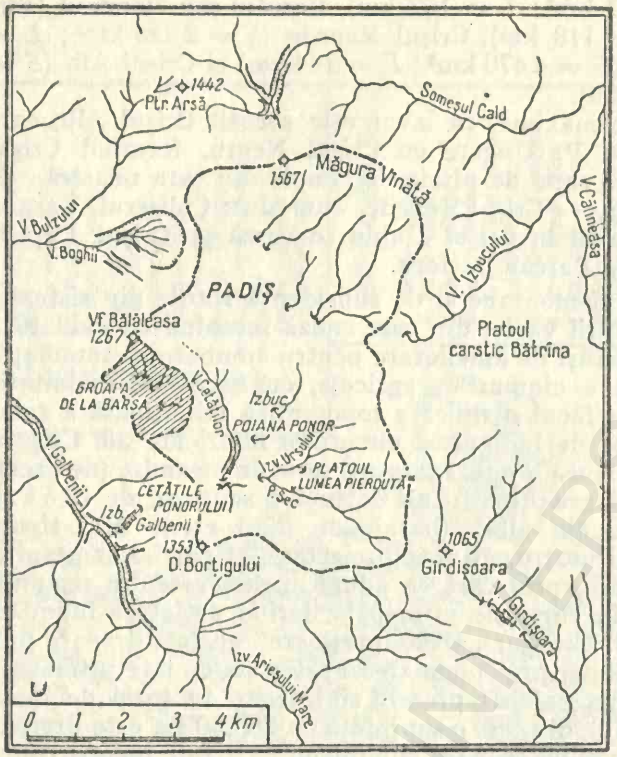


Fig. 104. Schiţa hidrografică a regiunii Padiş-Cetăţile Ponorului (9).

a piemontului; pantele sale longitudinale scad mai departe pînă la 1—2 m/km, iar de la Balc se îndreaptă spre Cîmpia de Vest. În cîmpia propriu-zisă pătrunde în dreptul localităţii Sălard, de unde pantele longitudinale scad sub 0,4 m/km.

Afluenţii din sectorul superior şi din Depresiunea Nuşfalău se înşiră pe partea stîngă a rîului. Ei nu au dimensiuni mari, în schimb pantele lor longitudinale sînt accentuate. Dintre cei mai importanţi amintim: Topliţa, Valea Mare cu Valea Iazului ($S = 112$ km^2; $L = 22$ km), Drighiu ($S = 45$ km^2; $L = 14$ km), Groapa şi V. Cerăsei. În aval de defileul de la Marca, primeşte pe Borumlaca, Săldăbagiul, apoi pe cel mai mare afluent al său, Bistra ($S = 225$ km^2; $L = 53$ km) sosit de sub vîrful Vărătecului (756 m), Valea Albă, Tria, Ghepeşul ($S = 181$ km^2; $L = 25$ km), Almaşu ($S = 59$ km^2; $L = 13$ km), Valea Viţeilor ($S = 52$ km^2; $L = 16$ km) şi Cosmo ($S = 131$ km^2; $L = 30$ km). În amonte de graniţă în Barcău se mai varsă un mic pîrîiaş de cîmpie, Parhida ($S = 20$ km^2; $L = 8$ km), transformat în canal de drenaj.

Afluenţii de pe partea dreaptă, pe sectorul piemontan inferior, deşi sînt mult mai mici, merită totuşi să-i amintim: Ipul (Depr. Nuşfalău), Cămăru ($S = 74$ km^2; $L = 11$ km), Curătura, Dijirul, Husasău ($S = 123$ km^2; $L = 21$ km) care se varsă în Barcău la Marghita, Egerul ($S = 49$ km^2; $L = 12$ km), Făncica sau Valea Rece ($S = 97$ km^2; $L = 25$ km), Şomchere-

cul, Valea Sinului sau Sînicolau ($S = 73$ km²; $L = 16$ km) și canalul de desecare Vaida-Roșiori ($S = 40$ km²; $L = 16$ km), cu funcție de desecare în sectorul inferior de cîmpie.

Asimetria sistemului, mai ales în sectorul superior, este explicată de A. Savu (209) prin condițiile generale de geneză a rețelei fluviatile din golful Șimleului. La sfîrșitul pliocenului marea majoritate a depresiunii era drenată de Crasna ai cărei afluenți au format piemonturile vaste dinspre Plopiș spre centrul golfului; în partea sa vestică acest proces era desăvîrșit de Bistra și de restul afluenților actuali inferiori ai Barcăului. La începutul pleistocenului însă Barcăul vechi a traversat cumpăna apelor din apropierea defileului de la Marca ale Crasnei, de pe clina nordică a Plopișului. Conform pantelor generale Barcăul ca un curs subsecvent, împins și de aluviunile depuse de afluenții lui din stînga, s-a deplasat treptat spre dreapta, spre nord, formînd depresiunea erozională de la Nușfalău. Valabilitatea acestei ipoteze este susținută de dezvoltarea teraselor fluviatile din stînga, părăsite de Barcău. După toate semnele existente procesul continuă și azi.

Pe lîngă zonele inundabile din Depresiunea Nușfalău și Balc, Barcăul a pus probleme deosebite și în sectorul de cîmpie, în aval de Sălard, unde inunda frecvent teritorii întinse îndeosebi în cîmpia de divagare a Sarretului, care era o zonă înmlăștinită. În scopul ameliorării acestei regiuni în 1834 a fost construit aici un canal lung de circa 29 km, care a ocolit Sarretul curățindu-se albiile și făcîndu-se îndiguiri locale. A urmat apoi prelungirea și îndiguirea completă a canalului pînă la Sălard (1867) și executarea unor sisteme de canale de desecare. Cu toate acestea în anii cu ape deosebit de mari (1888) după ruperea digurilor a fost inundată încă o suprafață de 22 000 ha. Au urmat supraînălțări de diguri, dintre care ultimele s-au executat între 1945 și 1960 dîndu-se siguranță deplină regiunii. Tot în ultimul timp s-au construit numeroase canale de desecare, care au asigurat posibilitatea de utilizare a terenurilor cu exces de umiditate.

Sistemul de desecare de pe malul drept al Barcăului a redat agriculturii 4 200 ha prin canalele Vaida-Roșiori și Hodoșul Nou. Pe malul stîng sînt desecate 7 300 ha, arterele principale de colectare a apelor superficiale fiind Danța și Crișul Mic, un pîrîu, care se varsă în Barcău pe teritoriul Ungariei. Sistemele de desecare care se leagă de acestea au o densitate de 0,45 km/km². Alte sisteme de desecare funcționează în jurul Borșului (canalele Kutaș), în jurul Hodoșului (Hodoș-Tămășeu) și cele de la Prahida-Niuved, fiind astfel asigurată drenarea apelor superficiale spre colectoarele mari.

În fine *Ieru*, ultimul său afluent din dreapta, drenează depresiunea cu același nume din direcția Careiului spre S—E. Depresiune în plină subsidență și azi, situată pe fundamentul unui graben cristalin de profunzime, are pante foarte mici și este presărată de numeroase ape stagnante, în majoritate localizate într-o zonă formată din nisipuri mobile sau consolidate. În trecut, regiunea cursului inferior a Ierului a fost inundată pe suprafețe întinse pînă în aval de Diosig, unde s-a resimțit și remuul Barcăului în care Ierul se varsă pe teritoriul R. P. Ungare la 9 km de la granță.

Ieru are un bazin hidrografic relativ mare ($S = 1\,437$ km²; $L = 107$ km). Izvoarele sale pătrund spre interiorul Depresiunii Șimleului, pînă la Sărmășagu Nou. Nu departe de obîrșie primește printr-un canal care vine dinspre

Aciș ape din Crasna, însă acest sector este îndiguit în scopul evitării pătrunderii apelor Crasnei în timpul apelor mari în Ier.

În partea sa superioară înainte de pătrunderea în Depresiunea Ierului, rîul are pante suficient de mari pentru a-și transporta apele proprii (0,5—1,2 m/km). Asemenea caracteristici le au și afluenții săi dinspre piemont, cum sînt: Checheţul ($S = 203$ km²; $L = 30$ km), Santăul ($S = 169$ km²; $L = 30$ km), Săvărzelul etc. În partea lor inferioară acești afluenți au o alimentare subterană bogată. Afluenții din dreapta au pante mai reduse, dar dimensiuni relativ mari, cum sînt Sîntmiclăușul ($S = 123$ km³; $L = 33$ km), Zimoiașul, Ierul Rece, Rîtul ($S = 106$ km²; $L = 16$ km), Fiuzec ($S = 141$ km²; $L = 23$ km) etc.

Din suprafața totală inundabilă și cu exces de umiditate din lunca rîului care este de 43 000 ha, în 1960 au fost complet desecate 2 000 ha (sistemul Ierului inferior) prin îndiguirea sectorului Diosig — graniță, prin crearea canalului de centură a Morilor și prin unele mici canale de desecare. Pentru atenuarea viiturilor în prezent se află în construcție barajele lacurilor de acumulare de la Andrid și de la Galoș—Petru cu suprafețe de cîte 1 000 ha. Prin aplicarea planului complex de amenajare vor fi redate agriculturii încă 50 000 ha. Pentru asigurarea drenajului se construiește un canal colector de 60 km.

Sistemul Crișul Repede drenează versanții nordici ai masivelor Gilău-Vlădeasa și Pădurea Craiului.

Bazinul său este asimetric, afluenții din dreapta dinspre Mezeș și Plopiș lipsind aproape cu totul sau au dimensiuni reduse.

După cum este cunoscut, cursul Crișului Repede s-a format în urma unor captări regresive, prin care rîul a traversat cumpăna morfologică dintre masivele Plopiș-Mezeș și Vlădeasa, pătrunzînd în Depresiunea Huedinului, unde-și are și izvoarele. Cursul lui superior trece prin mai multe chei și depresiuni tectono-erozive, iar în aval printr-un culoar care se transformă spre Cîmpia de Vest într-un golf larg.

Crișul Repede izvorăște de la altitudinea de 710 m în apropiere de localitatea Izvorul Crișului, dintr-o zonă deluroasă de pe marginea nordică a Depresiunii Huedinului.

În zona de izvoare are pante relativ mari (în jur de 15 m/km), însă între Huedin și Morlaca, unde traversează epigenetic sîmburele cristalin din fundament, pantele rîului scad pînă la 3—5 m/km. Pe acest sector primește afluenți numai din stînga, unii sosind dinspre marginea sudică a depresiunii (Șipotul, Domoșul); rîul Călata ($S = 152$ km²; $L = 33$ km), care pătrunde cu izvoarele sale pînă la flancul nordic al Munților Gilăului, drenează prin intermediul afluenților săi majoritatea Depresiunii Huedinului. Sistemul său are o asimetrie puternică spre stînga, spre masivul Șatra.

Crișul Repede părăsește Depresiunea Huedinului în aval de Bologa, unde primește pe primul său afluent, dinspre masivul eruptiv Vlădeasa, Secuieul (Sebișelul sau Hențul) ($S = 227$ km²; $L = 41$ km), izvorît de la altitudinea de 1 550 m, chiar de sub vîrful Vlădesei. După primirea Călatei și Secuieului debitul Crișului Repede crește mult mai ales pe sectorul defileului eruptiv de la Poieni, unde și pantele rîului cresc la 6—7 m/km.

Caracterul neechilibrat al profilului longitudinal continuă în aval pînă la ieșirea rîului în cîmpie. Astfel, după Poieni rîul pătrunde în Depresiunea

Ciucea-Negreni, în care se observă aluvionări puternice, cu mobilitate mare a albiei. Rîul are caracter montan accentuat, dimensiunile bolovanilor transportaţi atingînd 30—40 cm. Depresiunea reprezintă totodată şi o mică piaţă de adunare a apelor, unde pe lîngă afluentul cel mai important Drăganul, sosit de sub poalele Vlădesei, primeşte şi primii afluenţi mai mici veniţi dinspre şeaua de la Oşteana: Poicul şi Semenii.

Drăganul ($S = 256$ km²; $L = 40$ km) izvorăşte de la altitudinea de 1 500 m de sub Piatra Bohodeiului (1 654 m), avînd o cădere în jur de 26 m/km pînă la vărsare. Dacă la aceasta mai adăugăm şi faptul că îşi culege apele de pe versantul vestic al Vlădesei în condiţiile unei umidităţi deosebit de bogate (scurgerea medie în jur de 800—1 200 mm), ne putem face o imagine asupra potenţialului hidroenergetic.

Crişul Repede părăseşte Depresiunea Ciucea-Negreni la Bucea, unde rîul pătrunde în defileul format între masivul Plopişului din dreapta şi culmea Scoruşeţ-Dealul Mare din stînga, constituite din şisturi cristaline.

Imediat în aval de defileu, de altfel destul de larg, Crişul Repede primeşte pe cel de-al doilea afluent important, *Valea Iadului* ($S = 223$ km²; $L = 44$ km), care izvorăşte de sub vîrful Poienilor (1 627 m). Imediat după obîrşie rîul intră în mica depresiune de la Stîna de Vale, unde apele sale curate au asigurat posibilitatea creerii unei crescătorii de păstrăvi, pentru care au fost înfiinţate cîteva mici ochiuri de apă cu baraj pe rîu. De aici rîul îşi formează în masivul eruptiv riolitic un defileu lung, pitoresc, cu căderi mari care ţin pînă în amonte de primul său afluent mai important de pe partea stîngă — Valea Leşului unde este în curs de realizare un lac de acumulare de 27,2 mil. m³ pentru alimentarea Oradiei. În aval, pe aceeaşi parte, valea sa este străjuită de formaţiunile calcaroase ale Pădurii Craiului, iar pe partea dreaptă de şisturi cristaline,

Fenomenele carstice din Pădurea Craiului sînt foarte variate. În Valea Leşului se găsesc deja o serie de peşteri cu izbucuri, cum sînt Peşterea cu Apă şi Firez. Alte peşteri apar în valea Căuş şi un izbuc în Dealul Cornilor. Este cunoscut, de asemenea, lacul-izvor de la Rîmeţi şi Peştera Bulzului, în care apare un alt izbuc puternic (debitul mediu în jur de 80 l/s) alimentat dinspre ponorul Gaura Dracului, din podişul calcaros. Afluenţii Iadului sînt de dimensiuni reduse, cel mai mare fiind Daşorul care atinge abia 32 km² şi 8 km lungime.

În depresiunea Bratca, Crişul Repede primeşte de pe partea stîngă pe Brătcuţa ($S = 45$ km²; $L = 12$ km), Valea Mişirului ($S = 39$ km²; $L = 9$ km) şi Valea Izbondişului în care se află izbucul vauclusian al Izbondişului cu un mic ochi de apă caracteristic acestui tip de izvor. În cadrul depresiunii, Crişul Repede primeşte un mic afluent (Boznea) şi din dreapta, dinspre Piatra Craiului.

În aval de Suncuiuş, Crişul Repede pătrunde în defileul carstic, epigenetic de la Vad, unde în albia rîului apar o serie de izvoare carstice, iar din Peştera Vadului se iveşte un adevărat pîrîu, cu un debit mediu de 212 l/s, care formează pitoreasca cascadă de la Vadul Crişului.

În aval de Defileul Vadului din albia Crişului Repede porneşte spre stînga o derivaţie lungă de 9 km care deserveşte hidrocentrala de la Aştileu cu o putere instalată de 2 000 kW. Amplasamentul local al hidrocentralei se află în fundul văii transversale săpată de ape şi izbucul peşterii Aştileului (Chişniţa). Reţeaua hidrografică care a alimentat peştera se extinde spre

platoul carstic Secătura Mare, iar după cercetările efectuate cu coloranți, s-a dovedit că majoritatea debitelor provin dinspre Valea Mierei (S = = 23 km²) care dispare în Ponorul Morii de la Călățea—Pusta. Pe Valea Mierei, născută sub culmile Cormozanul și Roșiorul, în miezul Pădurii Craiului, există și un post hidrometric situat chiar înaintea pătrunderii în ponor a pîrîului, unde în perioada 1958—64 s-a întregistrat un debit mediu de 294 l/s. El a fost captat la Aștileu pentru alimentări cu apă. Fostul pîrîu al Aștileului a fost transformat în canalul de fugă al hidrocentralei. În acest canal pătrund și apele peșterii Igrița, aflată în vestul comunei Aștileu.

În aval de Vadul Crișului, rîul primește pe cel mai mare afluent al său din dreapta — Borodul (S = 116 km²; L = 14 km), care își culege apele din apropierea Pietrii Craiului. De la vărsarea acestuia și pînă la Aleșd pantele Crișului Repede sînt relativ reduse (1,8 m/km), iar lunca inundabilă este largă și cu aspect de cîmpie de divagare. În aval însă de Aleșd, pantele rîului cresc rapid pe flancul exterior al conului de dejecție construit la ieșirea din defileul de la Vad. Panta medie între Aleșd și Tileagd atinge 3,5 m/km, iar în aval, la contactul cu cîmpia, ea scade sub 1 m/km, formînd pînă la Oradea noi forme de divagare. Pe acest sector primește din stînga o serie de afluenți mai mici cum sînt: Cropanda, Medeșul (S = 57 km²; L = 16 km), Chicicul sau Valea Babei (S = 103 km²; L = 23 km), Tășadul (S = 58 km²; L = 18 km), iar în aval de Oradea, la Sîntandrei, rîul Pețea (S = 115 km²; L = 21 km) care trece prin Băile Victoria. Dinspre Plopiș pe acest sector primește un singur afluent mai de seamă, Valea la Arini (S = 51 km²; L = 13 km).

Malul drept al Crișului Repede este îndiguit în aval de Oradea (23,6 km), malul stîng din aval de Tărian (11,8 km), de la priza de apă a Canalului Colector. Digurile construite inițial au inclus o secțiune corespunzătoare pentru un debit maxim de 221 m³/s, însă din 1932 debitul maxim a ajuns la 875 m³/s. Astfel, digurile au fost înălțate în mod treptat ultima dată în 1951. Ele apără de inundații o suprafață de 23 200 ha, dintre care 4 800 ha pe malul drept.

La poalele vestice ale Pădurii Craiului, pe interfluviul dintre Crișul Repede și Crișul Negru, în incinta cîmpiei de divagare s-au produs în trecut inundații pe teritorii extinse, care au dus la ridicarea nivelului apelor freatice pînă în apropiere de suprafața solului, producînd înmlăștiniri și sărături continentale. Un rol important în alimentarea cu apă a zonei de subsidență au avut-o pîraiele dinspre Piemontul Pădurii Craiului, care inundau în mod frecvent zonele depresionare. Pentru deservirea acestei zone, la contactul dintre cîmpie și piemont, a fost construit între anii 1896 și 1904 Canalul Colector, lung de 61 km cu direcția N—S. El adună apele venite dinspre dealurile piemontane ce invadau cîmpia, avînd o capacitate de transport de circa 6 m³/s în apropierea prizei de la Tărian (Crișul Repede), aceasta mărindu-se pînă la 60 m³/s la vărsarea Colectorului în Crișul Negru, la Mociar. Panta medie a canalului este de 0,3 m/km,el fiind îndiguit pe ambele maluri. Pe canal există 39 de stăvilare prin care se dirijează transportul și distribuirea apei spre sistemele de irigații, alimentări și de descărcare aflate la vest.

Cumpăna naturală a apelor între Crișul Repede și Crișul Negru se află între două sisteme de pîraie locale mai mari: între Corhana și Culișer.

Zona piemontană este fragmentată de o serie de pîraie cu pante de la 1 pînă la 10 m/km în zona deluroasă şi sub 0,1 m/km în zona de subsidenţă unde de altfel şi apele freatice sînt foarte apropiate de suprafaţa terenului (pînă la 3 m adîncime). La est de Canalul Colector, în amonte, albiile naturale ale pîraielor sînt îndiguite pe mici distanţe, iar la vest albiile lor sînt adîncite artificial în scopul drenării apelor freatice. Pe linia numeroaselor meandre părăsite au fost construite noi sisteme de drenaj, a căror densitate medie ajunge la 0,54 km/km². La nevoie tot sistemul se poate folosi şi pentru irigarea terenurilor agricole. În zona de subsidenţă maximă, unele mici depresiuni cum sînt cele de la Cefa (410 ha), Inand (200 ha) şi Homorog (60 ha) au fost transformate în heleşteie. Ele sînt îndiguite pe anumite porţiuni, sînt dragate la nevoie şi au un bilanţ hidrologic dirijat, cu alimentare dinspre Canalul Colector şi cu evacuări spre sistemele de desecare.

Sistemul Crişului Negru drenează, în zona montană, Depresiunea Beiuşului în care şi-a format o reţea fluviatilă dendriformă cu o asimetrie spre dreapta, spre flancul nordic al Munţilor Bihorului (vf. Curcubăta, 1848 m). Din această direcţie rîul primeşte majoritatea afluenţilor; cei din stînga drenează masivul Codru — Moma (vf. Pleşu, 1 112 m).

Ambele masive sînt formate din şisturi cristaline acoperite de roci permiene, roci eruptive şi ceea ce este şi mai important din punct de vedere hidrologic — din calcare triasice şi jurasice suspendate, puternic carstificate.

Crişul Negru izvorăşte de pe versantul nordic al vîrfului Curcubăta, de la altitudinea de 1 460 m, din apropierea izvoarelor Arieşului Mic. În amonte de Cărpinet, deci de la pătrunderea rîului în partea superioară a culoarului, Crişul Negru are pante mari (în jur de 30—50 m/km) şi un curs vijelios, tipic montan. În depresiune însă apele rîului se liniştesc. În apropiere de Vaşcău pantele variază în jur de 10 m/km, la Suştiu ele scad deja la 5—6 m/km, iar pînă la Beiuş ele rămîn între 2,4 şi 5,0 m/km. Crişul Negru părăseşte Depresiunea Beiuşului prin cheile epigenetice de la Petrani—Borz, săpate în calcare triasice. În sectorul piemontan începînd de la localitatea Tinca, Crişul Negru capătă aspectul de rîu de cîmpie, cu pante de 0,8—0,5 m/km, iar mai spre aval de 0,2—0,3 m/km.

Criştiorul (Criştior, Prelucelor: $S = 30$ km²; $L = 14$ km) este primul şi singurul dintre afluenţii primiţi din stînga, care îşi are obîrşia în masivul Curcubăta. Următorul, pîrîul Izbucului sau Ţarinii deja soseşte din Codru Moma, din podişul carstic—triasic al Vaşcăului ($S = 60$ km²; $L = 12$ km). Bazinul de recepţie al pîrîului este închis, însă apele sale sînt drenate pe cale subterană; în aval de Vaşcău, ele apar sub forma unui izbuc bogat. Restul afluenţilor din stînga, din Codru Moma, cum sînt valea Brihenilor ($S = 67$ km²; $L = 9$ km), Tărcăiţa ($S = 54$ km²; $L = 18$ km), Finişul ($S = 87$ km²; $L = 23$ km), Valea Mare şi Armanu sînt afectaţi de ape carstice numai local.

Şirul afluenţilor din dreapta începe cu Oproaia (Crişul Nou), care izvorăşte de sub Măgura Băiţei (890 m) şi cu Crişul Băiţa ($S = 92$ km²; $L = 21$ km), care după topicul local se consideră şi ca izvor al Crişului Negru. Avînd însă în vedere că ramura care trece prin Vaşcău este cunoscută, de asemenea, sub denumirea de Crişul Negru, considerăm justificată acceptarea ca izvor al cursului cel de sub vîrful Curcubăta.

În partea superioară a bazinului Crișului Băița și pe interfluviul comun cu afluentul său din dreapta — Valea Sighiștelului, se găsesc numeroase fenomene carstice cu peste 36 de peșteri localizate pe creasta Prislopu—Pietrele Negre—Vîrful Țapu (calcare triasice-jurasice) (8).

Spre aval, în Crișul Negru se varsă încă doi afluenți mai mici, Valea Neagră și Valea Chișcăului (Crăiasa), după care la Drăgănești primește pe cel mai important afluent al său — *Crișul Pietros* ($S = 226$ km^2; $L = 31$ km). Rîul se formează de fapt din două cursuri puternic afectate de apele carstului Bihorului: din Valea Galbena ($S = 36$ km^2; $L = 10$ km) și Valea Bulzului ($S = 58$ km^2; $L = 7$ km); ultimul se consideră ca izvor al Crișului Pietros. Din creasta de cumpănă, foarte abruptă, care separă bazinul superficial al Bulzului de Padiș, coboară spre vest o serie de pîraie (Valea Rea, Boga, Oșelu, Bulbuci și Valea Plaiului) care contribuie în cea mai mare parte la formarea rîului Bulz. Nu este exclus ca scurgerea bogată să fie o urmare a drenării parțiale, pe cale subterană, a Padișului, mai ales prin văile Boga și Oșelu (9).

Pantele acestor afluenți mici sînt foarte mari, muchiile interfluviilor fiind ascuțite și cu pereți verticali de calcare care depășesc 300 m altitudine. În văi apar numeroase izbucuri și cascade (una din valea Bulbuci depășește 40 m înălțime). Întreaga regiune, extrem de sălbatică prin natura ei, permite efectuarea unor amenajări hidroenergetice și captări pentru alimentarea cu apă.

Valea Galbena se formează, de asemenea, brusc la piciorul unui perete de calcar dintr-un izvor vauclusian care formează un mic lac de 4—5 m diametru. Debitul izbucului este deosebit de mare încît dă naștere unui curs abundent, vijelios, valea Izbucului Galbenei. După observațiile lui M.Bleahu, apa izbucului provine din Padiș—Cetățile Ponorului, trecînd prin cumpăna morfologică a depresiunii carstice semiendoreice pe cale subterană. Valea Galbena este puternic adîncită, avînd aspectul de canion. Înainte de confluența cu Bulzul, în Cheile Jgheabului, valea devine deosebit de sălbatică, aproape inaccesibilă.

După confluența celor două pîraie, Crișul Pietros se domolește parțial, primind din dreapta Valea Alunului ($S = 38$ km^2; $L = 10$ km), care izvorăște tot din regiuni calcaroase, de sub vîrful Bohodei (1654 m); după izvoare ea formează imediat o frumoasă cascadă cunoscută sub numele de Săritoarea Bohodeiului. În aval de primirea Alunului, la est de Pietroasa, unde debitele medii ale rîului ajung la 4,8 m^3/s, acesta pătrunde în zona sedimentelor neogen-cuaternare contribuind la formarea bordurii piemontane care înconjoară toată Depresiunea Beiușului.

Pînă la primirea următorului afluent *Roșia* ($S = 308$ km^2; $L = 38$ km) puternic afectat de fenomene carstice, în Crișul Negru se mai varsă încă trei pîraie mai mici, care-și colectează apele mai ales din zona piemontană: Talpa, Mizieșul și chiar la Beiuș pe Valea Nimăeștilor ($S = 109$ km^2; $L = 23$ km).

Roșia izvorăște din apropierea cumpenelor de ape superficiale și subterane de la Zece Hotare, din centrul podișului calcaros al Pădurii Craiului, unde poartă denumirea de Sohodol. Pe acest sector valea sa este lipsită de un curs superficial datorită infiltrațiilor puternice în calcarele triasic-jurasice, avînd aspectul unui adevărat canion. Apele revin în rîu abia în amonte de Roșia sub forma unor izvoare puternice de albie a căror ener-

gie este folosită la morile de apă. Sistemul este dezvoltat mai ales spre stînga unde primeşte pe Valea Soimuşurilor, încă un rîu denumit Sohodol şi pe Meziad, în bazinul căruia se află renumita peşteră de la Meziad. După primirea Roşiei, Crişul Negru părăseşte Depresiunea Beiuşului prin porţile calcaroase larg colmatate dintre Petrani-Borz.

Depresiunea Beiuşului este bogată în ape freatice şi de adîncime, de calitate bună, folosite în alimentarea majorităţii localităţilor şi obiectivelor industriale. Stratele acvifere freatice sînt cantonate în sedimente fluviatile, cu structură piemontană. Întinsele formaţiuni de agestre — dintre care mai mari sînt cele de la Budureasa şi de la ieşirea din munţi a Crişului Pietros — au clădit cîmpii piemontane opuse. Reţeaua fluviatilă adîncindu-se în diferite etape, a fragmentat adînc acest brîu de pietriş şi nisip cu intercalaţii argiloase, rămînînd suspendate unele nivele de terasă, din care apar numeroase izvoare cu debite bogate.

În aval de Borz, Crişul Negru pătrunde în zona piemontană de divagare, fapt ce denotă o uşoară tendinţă de abatere spre dreapta, deci spre nord. Dintre braţele părăsite din stînga, se conturează cursul inferior al Crişului Mic şi al Rătăşelului, care curg în prezent paralel cu Crişul Negru. În aval de Tinca datorită scăderii pantelor longitudinale, caracterul de divagare se accentuează pînă la formarea unor despletiri care cuprind în interiorul lor insule mari, iar în aval de Tăuţ începe sectorul îndiguit al rîului pînă la graniţă.

În sectorul piemontan se varsă în Crişul Negru ultimul său afluent mai important care vine din Pădurea Craiului: Holodul ($S = 568$ km^2; $L =$ $= 49$ km). Împreună cu afluentul său Topa ($S = 278$ km^2; $L = 34$ km), acesta drenează apele carstice aflate în estul cumpenei de la Zece Hotare.

Restul afluenţilor mici din dreapta cum sînt valea Dumbrăvilor, Sarazu şi Gurbediul ($S = 157$ km^2; $L = 26$ km) îşi au obîrşia în piemonturile sudice ale Pădurii Craiului. Dintre aceştia Sarazu şi Gurbediul curgeau iniţial spre vest, spre valea Culişerului, producînd inundaţii în Cîmpia Salontei şi la sud de ea. Pentru înlăturarea acestui flagel, partea inferioară a Gurbediului a fost canalizată spre Crişul Negru, iar fosta sa albie este folosită pentru deplasarea apelor din Crişul Negru pentru irigaţii captate prin priza de apă de la Tăuţ. Sectorul inferior actual al Gurbediului se numeşte „Valea Nouă", el fiind îndiguit pe partea dreaptă.

În aval de confluenţa cu Gurbediul, Crişul Negru nu mai primeşte afluenţi naturali, decît apele unor canale cum sînt Canalul Colector şi Copoia la Zerind.

Din stînga se varsă în Criş, în sectorul piemontan, cîteva pîraie mici sosite dinspre Codru Moma cum sînt: Şoimul ($S = 38$ km^2; $L = 13$ km) cu Zărzagul, Crişul Mic sau Doba şi Rătăşelul sau Cheşa ($S = 131$ km^2; $L = 28$ km) care ocupă o albie părăsită a Crişului Negru în sectorul piemontan.

La Tăuţ, la extremitatea vestică a piemontului, se varsă în Crişul Negru Canalul de centură Cermei—Tăuţ (cunoscut şi ca Berechiu) care captează la poalele dealurilor o seamă de pîraie din sistemul Teuzului, pentru a evita inundaţiile din aval.

În fine tot din stînga se varsă în Crişul Negru cel mai mare afluent al său: Teuzul ($S = 1\,166$ km^2; $L = 100$ km). Acesta drenează interfluviul

de cîmpie dintre Crişul Alb şi Crişul Negru şi aproape tot versantul vestic al masivului Cordu Moma.

Teuzul îşi are obîrşia sub vîrful Ponoraşului, la altitudinea de 359 m. Pantele sale în sectorul superior, pînă la Igneşti, variază în jur de 5—7 m/km, iar în cel inferior între 0,1 şi 0,6 m/km (în medie 0,3 m/km). Debuşează în regiunea de cîmpie, în apropierea vărsării Deznei în Crişul Alb unde face un cot brusc spre NV, ocupînd o albie părăsită, parazitară, din nordul conului de dejecţie al Crişului Alb. Pe această linie, cu numeroase meandre şi despletiri, joacă rolul unui colector submontan, cu o puternică asimetrie a afluenţilor din dreapta, ce vin din direcţia Codru Moma. Dintre aceştia merită să fie amintiţi Valea Nouă, Gropoiul, Groşilor ($S = 60$ km^2; $L = 19$ km), Beliul ($S = 148$ km^2; $L = 24$ km), care are debite mai mari la vărsare decît Teuzul datorită afluenţilor cu scurgere bogată (Hăşmaşul, Urvişul, Botfeiul, Mideşul); în amonte de vărsare, Teuzul mai primeşte încă doi afluenţi mari Sartişul ($S = 270$ km^2; $L = 49$ km) şi Frunzişul sau Leveleşul ($S = 225$ km^2; $L = 45$ km), care au produs cele mai periculoase inundaţii din Cîmpia Cermeiului, după îndiguirea Crişului Negru. Avînd în vedere această situaţie s-a procedat în 1903 la izolarea cursurilor lor superioare prin construirea Canalului Colector piemontan Cermei—Tăut, care pe o distanţă de 20,9 km captează sectoarele superioare ale Sartişului, Benişelului, Veliului, Călacei şi Frunzişului de pe o suprafaţă totală bazinală de 218 km^2. Capacitatea de transport al canalului îndiguit din stînga este mare, ajungînd la 60 m^3/s. Astfel, canalul îşi îndeplineşte foarte bine rolul de apărare a cîmpiei din stînga însă din cauza impotmolirilor din dreapta aici inundaţiile au devenit din nou frecvente.

În acest bazin au mai fost construite mai multe canale. Astfel, a fost canalizat Frunzişul de la Talpoş pînă la vărsarea sa în Teuz pe o distanţă de 28 km (capacitate de 6,72 m^2/s), canalul îndiguit Călacea pentru a dirija scurgerea rîului spre Frunziş, canalul îndiguit Spineţ, cu caracter de canal de drenaj şi Canalul Dumbrava (Căriac) care este un canal de descongestionare a Sartişului spre Frunziş în timpul apelor mari. Este folosit de asemenea şi pentru irigaţii.

Teuzul este îndiguit pe partea stîngă şi se varsă liber în Crişul Negru. Digurile lui se racordează cu cele ale Crişului Negru, fiind astfel protejate contra inundaţiilor o suprafaţă de 25 000 ha.

În bazinul Teuzului funcţionează şi două sisteme de desecare: *Teuz mal drept* (36 414 ha), *Teuz mal stîng* (19 050 ha). Reţeaua de drenaj însă în cele două incinte se rezumă mai ales la reţeaua naturală, corectată, adîncită şi completată local cu canale mici de desecare. Astfel, densitatea medie a organismelor de desecare reprezintă abia 0,15 km/km^2.

Sistemul Crişului Alb, dezvoltat în zona de contact a masivului Bihorului, a Munţilor Metaliferi, a Zarandului şi Codru-Moma, drenează prin cursul său principal o serie de depresiuni tectonice ca cea a Bradului, Gurahonţ şi golful — Ţara Zarandului, prin care pătrunde în Cîmpia de Vest.

Izvorăşte de pe versantul vestic al Munţilor Bihorului de la altitudinea de 980 m de sub vîrful Certezul (1 184 m) din masivul calcaros cristalin al Pietrelor Albe. În cursul superior, sălbatic prin malurile lui, are un profil longitudinal neechilibrat, cu pante medii în jur de 9—25 m/km. La Crişcior după ce a parcurs 31 km rîul coboară deja la altitudini mici (291 m). De aici şi pînă la Ineu, pe o distanţă de 150, km cursul are o

cădere de 187 m, ceea ce se apropie de căderea medie de 1,2 m/km, deci valori caracteristice depresiunilor și culoarelor cu puternice aluvionări. Corectări de albie s-au efectuat deja în amonte de Crișcior, în dreptul localității Buceș—Mihăileni, iar la Brad pe lîngă consolidările de maluri s-au impus și construirea unor diguri a căror lungime depășește 3 km. Spre aval, valea Crișului Alb se adaptează la culoarul neogen Brad-Hălmagiu, barat pe mari distanțe de piroclastite. Între comunele Vîrfurile-Gurahonț, tot în piroclastite, Crișul Alb și-a tăiat chei adînci, deosebit de pitorești cu lărgituri locale. În Depresiunea Gurahonțului pantele rîului scad sub 1 m/km, producînd puternice aluvionări, iar apoi se adîncește din nou în eruptiv, la Cociuba. În aval de această ultimă îngustare pătrunde de fapt în Golful tectonic al Zarandului, unde valea rîului se lărgește căpătînd aspectul de cîmpie piemontană, aluvială. Pantele longitudinale ale rîului scad pînă la Chișineu Criș la 0,7 m/km, iar în aval, în sectorul de cîmpie, pînă la 0,3 m/km.

În lungul rîului se disting astfel trei sectoare principale: *sectorul superior, montan*, foarte scurt pînă la Blăjeni, *sectorul de culoar al Crișului Alb* pînă în aval de îngustarea de la Cociuba și *sectorul piemontan și de cîmpie* în aval.

Bazinul Crișului Alb se desfășoară, în bună parte, în regiuni de dealuri înalte, majoritatea afluenților avînd altitudini medii bazinale în jur de 300—600 m; altitudinile absolute numai la poalele sudice ale Bihorului depășesc 1 400-1 500 m (Găina, 1 464 m; Piatra Aradului, 1 427 m; Vf. Muncelului, 1 497 m și Zănoaga, 1 541 m). Aceasta explică în bună parte regimul și bilanțul hidrologic apropiat de cel observat în regiunile deluroase vestice, cu topirea timpurie a zăpezilor și cu o instabilitate accentuată a regimului în timpul iernii, în condițiile influenței climatului oceanic.

În sectorul superior al rîului domină gresiile cretacice flișoide, care dau forme domoale reliefului, pe alocuri acoperite de formațiuni calcaroase jurasice (Vulcanul, 1 260 m; Piatra Bulzului, 963 m etc.) și piroclastite.

Primul afluent mai de seamă — Valea Satului — este colectat de Crișul Alb din stînga ($S = 107$ km²; $L = 15$ km), acesta avînd dimensiuni asemănătoare cu colectorul. Restul afluenților din stînga, primiți dinspre munții Metaliferi și Zarandului au și ei dimensiuni asemănătoare, cum sînt: Bucureșci ($S = 80$ km²; $L = 14$ km), Luncoiul ($S = 74$ km²; $L = 10$ km), Vața ($S = 87$ km²; $L = 21$ km), Zeldiș sau Sighișoara ($S = 156$ km²; $L = 16$ km), Chișindia ($S = 102$ km²; $L = 20$ km). Spre aval urmează cîteva pîraie mai mici (Cleceova, Hodișul, Potocul, Gutul cu lacul de acumulare de la Rovina) și în fine cel mai mare sistem din stînga: Cigher ($S = 670$ km²; $L = 58$ km). Acestea, cu excepția Cigherului se varsă în Canalul Morilor de unde se descarcă prin prize de fugă în Crișul Alb.

Majoritatea apelor colectate de Crișul Alb sosesc din partea dreaptă. Pe lîngă cîteva pîraie cu debite mai mici (Artan, Brad, Juncu), apar și rîuri mai importante. Regimul Rîbiței ($S = 123$ km²; $L = 18$ km) este influențat de regiunile carstice al Bulzului. Cheile Grohotului cu o lungime de 2 km în valea Bulzeștilor sînt cunoscute mai ales prin podul de la Grohot, înalt de 20 m și lat de 5—6 m, rezultat din procesele de carstificare a calcarului jurasic în care s-a format.

Mai spre aval continuă șirul afluenților organizați pe versantul sudic al Masivului Bihorului, cum sînt Baldovinul ($S = 42$ km²; $L = 13$ km),

Steiul sau Obîrşia ($S = 64$ km²; $L = 22$ km), Ociul, Valea Hălmagiului ($S = 113$ km²; $L = 19$ km) şi Valea de la Lazuri ($S = 95$ km²; $L = 22$ km), izvorîtă de sub vîrful Zănoaga, din apropierea izvoarelor Arieşului Mic. Aceşti afluenţi sînt bogaţi în scurgere, bazinul lor avînd deschidere largă spre vest-sud-vest.

Seria afluenţilor care vin dinspre Codru Moma începe cu pîrîul Aciuţei sau Tăcăşele ($S = 70$ km²; $L = 18$ km). Pe unul dintre afluenţii săi din zona de obîrşie, pe Pîrîul Izbucului, se află unul dintre izvoarele carstice intermitente cele mai cunoscute din ţară noastră: izvorul de la Călugări (Ponoarele). El îşi primeşte apele din marginea sudică a Platoului calcaros al Vaşcăului. Regimul izvorului a fost studiat de numeroşi cercetători care au observat o dublă ritmicitate în izbucnirea apelor. I. Maxim a explicat acest fenomen prin existenţa a două sisteme de sifoane subterane prin care trec apele izvorului (115). S-a stabilit totodată, că în perioadele umede ale anului izbucnirile sînt mai dese (5—15 minute) decît în cele secetoase (30—130 minute).

Restul afluenţilor din dreapta care sosesc tot din masivul Codru sînt: Gruieţul, valea Ioşei ($S = 72$ km²; $L = 19$ km), Fenişu, Crocna, Poloşaneasca, Craicovi, Topoşa şi Dezna ($S = 210$ km²; $L = 33$ km), care împreună cu afluentul său din dreapta, Moneasa ($S = 83$ km²; $L = 17$ km) afectat şi de regim carstic, au o scurgere foarte bogată.

În urma necesităţilor de ameliorare a regiunilor de subsidenţă din Cîmpia Mureşului—Crişul Alb—Crişul Negru cursurile naturale au fost supuse unor serii de modificări destinate apărării contra inundaţiilor şi îndepărtării excesului de umiditate.

Primele lucrări mari de asanare au început după 1855, cînd au fost corectate coturile meandrelor, Crişul Alb fiind scurtat cu cca 39 km şi îndiguit în sectorul de cîmpie. Morile de pe cursul principal au fost îndepărtate, iar de la Buteni s-a derivat spre stînga Canalul Morilor cu o lungime de 83,5 km. Traseul lui, bine ales, este adaptat căderilor mai mari (în medie 0,8 m/km) ale flancului sudic al conului de dejecţie al Crişului Alb, însă în sectorul de cîmpie pe alocuri contribuie la ridicarea nivelului hidrostatic al apelor subterane şi astfel la ivirea unor sărături (Olari—Socodor—Nădab—Grăniceri). După ce la Seleuş trece printr-un sifonaj sub cursul Cigherului şi Canalului Matca, Canalul Morilor îşi descarcă apele în Canalul Ciohoş şi se reîntoarce astfel în Crişul Alb în amonte de graniţa cu R.P.Ungară. Este dimensionat la un debit de 2,5 m³/s şi are 13 căderi în lungul său de cîte 2 m fiecare dintre care 7 sînt utilizate încă de mori hidraulice. La poalele nordice ale Munţilor Zărandului joacă şi rolul unui canal colector pentru micile pîraie, iar pentru cazurile de inundaţie în digul stîng există stăvilare şi canale de descărcare spre Crişul Alb. Din Canalul Morilor se irigă o suprafaţă de 1 300 ha şi se alimentează 200 ha pescării.

Sistemul de îndiguire al Crişului Alb are o lungime totală de 140 km, dintre care 67 km apără 27 900 ha terenuri aflate la nord de cursul său, iar 37 km protejează 25 500 ha la sud. Restul de 36 km are importanţă locală, cum sînt digurile de remuu de la vărsarea Cigherului (6,2 km) şi Ciohoş (cîte 10 km pe malurile drept şi stîng). Suprafaţa apărată astfel de inundaţii în bazinul Crişului Alb se ridică la 53 400 ha, la care se mai adaugă şi o zonă inundabilă, comună cu Crişul Negru, de 22 000 ha.

TABELUL 55

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinele hidrografice ale Crișurilor

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct. (m)	Bazin		
				S km² $\frac{am^1}{av}$	H med $\frac{am^2}{av}$	I med $\frac{am^3}{av}$
1	2	3	4	5	6	7
Barcău (Beretău)	Izvor	0	582	—	—	—
Barcău	Ph[1]. Nușfalău	29,4	208	271	434	90
				677	326	91
Barcău	Confl. Husasău	76,8	126	809	310	89
Barcău	Ph. Marghita	77,0	126	809	310	89
				974	284	74
Barcău	Confl. Bistra	88,8	119	1 199	289	79
Bistra	Izvor	0	720	—	—	—
Bistra	Ph. Popești-Voevozi	25,2	170	91	443	124
Bistra	Ph. Chiribiș	40,5	128	180	331	103
Bistra	Confl. Barcău	53	119	225	314	92
				1 270	278	75
Barcău	Confl. Fizeș-Ghiepeș	94,8	115	1 451	278	78
Fizeș-Ghiepeș	Izvor	0	298	—	—	—
Fizeș-Ghiepeș	Ph. Sărsig	21,4	117	174	263	125
Fizeș-Ghiepeș	Confl. Barcău	25,0	115	181	256	120
Barcău	Ph. Sălard	105	103	1686	256	79
Barcău	Confl. Riu Mare	112,6	101	1 782	256	79
				1 916	250	72
Barcău	Front. R.P.U.	118	96	1 977	246	69
Crișul Repede	Izvor	0	710	—	—	—
Crișul Repede	Confl. Călata	28	504	119	668	50
				271	698	65
Călata	Izvor	0	1 112	—	—	—
Călata	Ph. Morlaca	31,7	509	150	776	176
Călata	Confl. Crișul Repede	33,0	504	152	771	176
Crișul Repede	Confl. Secueu	29	500	272	698	65
				499	824	127
Secueul (Sebiș, Henț)	Izvor	0	1 550	—	—	—
Secueul	Ph. Morlaca-Henț	34,5	548	207	1 003	206
Secueul	Ph. Bologa	39,0	509	223	978	201
Secueul	Confl. Crișul Repede	41	500	227	974	201
Crișul Repede	Confl. Drăgan	35,0	460	509	820	129
				765	919	75
Drăganul	Izvor	0	1 500	—	—	—
Drăganul	Ph. Pîrîul Crucii	18	620	118	1 280	270
Sebișel	„	19,5	425	39	1 172	240
Drăganul	Ph. Valea Drăganului	36	542	249	1 135	278
Drăganul	Confl. Crișul Repede	40	460	256	1 120	270
Crișul Repede	Ph. Ciucea	39	430	830	901	174
Crișul Repede	Confl. V. Iadului	49,5	354	930	860	172
				1 151	859	184

Ph. = post hidrometric.
[1] Suprafața bazinului de recepție (km²) amonte/aval de confluență.
[2] Altitudinea medie a bazinului de recepție (km²) amonte/aval confluență.
[3] Panta medie a bazinului de recepție (%) amonte/aval de confluență.

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit punct. (m)	Bazin S km² $\frac{am^1}{av}$	H med $\frac{am^2}{av}$	I med $\frac{am^3}{av}$
1	2	3	4	5	6	7
V. Iadului	Izvor	0	1 000	—	—	—
V. Iadului	Ph. Leşu	24	495	101	979	238
V. Iadului	Ph. Remeţi	32	420	163	914	244
V. Iadului	Ph. Bulz	39,5	375	223	849	244
V. Iadului	Confl. Crişul Repede	44	354	230	48	239
Crişul Repede	Ph. Stîna de Vale	53	344	1 160	858	184
Crişul Repede	Ph. Vadul Crişului	67,5	280	1 325	821	181
Crişul Repede	Ph. Oradea	120	119	2 216	629	139
Crişul Repede	Ph. Tărian	134	100	2 335	606	132
Crişul Repede	Frontiera R.P.U.	148	92	2 425	578	125
Crişul Negru	Izvor	0	1 460	—	—	—
Crişul Negru	Ph. Vaşcău	18,8	281	130	630	166
Crişul Negru	Ph. Suştiu	22,1	266	215	599	151
Crişul Negru	Confl. Crişul Pietros	40,8	202	492 / 696	528 / 570	137 / 149
Crişul Pietros	Izvor	0	1 450	—	—	—
Crişul Pietros	Ph. Pietroasa	16,0	325	123	850	228
Crişul Pietros	Confl. Crişul Negru	30,0	202	204	670	178
Crişul Negru	Ph. Beiuş	45,3	179	792	551	142
Crişul Negru	Confl. Roşia	52,8	163	1 049 / 1 357	530 / 500	140 / 133
Roşia	Izvor	0	668	—	—	—
Roşia	Ph. Pocola	35,0	167	267	427	118
Roşia	Confl. Crişul Negru	38	163	308	399	110
Crişul Negru	Ph. Borz	60,3	155	1 399	494	132
Crişul Negru	Confl. Holod	84,0	120	1 547 / 2 096	472 / 423	128 / 117
Holodul	Izvor	0	630	—	—	—
Holodul	Ph. Holod	48,0	128	515	293	92
Holodul	Confl. Crişul Negru	60,0	120	549	286	87
Crişul Negru	Ph. Tinca	92,1	110	2 143	418	116
Crişul Negru	Ph. Talpoş	106,6	95	2 501	381	103
Crişul Negru	Debuşarea Canalului Colector	127	90	2 511 / 3 121	380 / 329	102 / 82
Crişul Negru	Confl. Teuz	129	90	3 123 / 4 289	329 / 285	82 / 69
Teuz	Izvor	0	359	—	—	—
Teuz	Ph. Cermei	55,4	103	407	250	74
Teuz	Confl. Crişul Negru	100,0	90	1 166	168	36
Crişul Negru	Ph. Zerind	133,0	80	4 344	281	68
Crişul Negru	Frontierea R.P.U.	144,1	75	4 476	277	68
Crişul Alb	Izvor	0	980	—	—	—
Crişul Alb	Ph. Crişcior	31,0	284	324	610	243
Crişul Alb	Ph. Gurahonţ	104	159	1 413	515	218
Crişul Alb	Confl. Sighişoara	105,6	158	1 487 / 1 639	510 / 505	216 / 219
Crişul Alb	Confl. Dezna	143	134	1 998 / 2 208	468 / 537	205 / 204
Dezna	Izvor	0	838	—	—	—

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct. (m)	Bazin		
				S km² $\frac{\text{am}^1}{\text{av}}$	H med $\frac{\text{am}^2}{\text{av}}$	I med $\frac{\text{am}^3}{\text{av}}$
1	2	3	4	5	6	7
Dezna	Ph. Sebiş	30	138	208	431	195
Dezna	Confl. Crişul Alb	33	134	210	428	193
Crişul Alb	Ph. Ineu	181	104	2 422	437	191
Crişul Alb	Confl. Cigher	200	103	2 513	426	184
				3 183	380	167
Cigherul	Izvor	0	521	—	—	—
Cigherul	Ph. Tăuţi	24	141	202	330	194
Cigherul	Ph. Mocrea (Chier)	40	113	446	275	148
Cigherul	Confl. Crişul Alb	58	103	670	207	106
Crişul Alb	Ph. Chişineu-Criş	215	90	3 580	351	155
Crişul Alb	Frontiera R.P.U.	238	90	3 957	328	133

În cîmpiile largi aluviale apărate în bună parte prin diguri a fost nevoie de înfiinţarea unor sisteme de desecare, de evacuare a excesului de apă. Densitatea canalelor ajunge în prezent 0,53 km/km² în bazinul Crişului Alb şi construirea lor continuă. Această reţea transformă complet funcţia reţelei naturale, tendinţa deplasării apelor superficiale. Astfel, ele au o importanţă hidrologică covîrşitoare.

Menţionăm, că lucrările de desecare şi de ameliorare continuă încă, însă efectele maxime se vor resimţi după realizarea planului de regularizare a cursurilor de apă, după construirea unui număr corespunzător de lacuri de acumulare. Primele au şi apărut, cum este de ex. lacul de la Chier de pe Cigher (43 mil. m³), iar în viitor vor fi modificate funcţiile mai multora dintre canale şi sisteme de desecare cu scopul obţinerii unor eficienţe maxime agricole.

În bazinul Crişurilor pînă în prezent au funcţionat 72 de posturi hidrometrice, din care 24 în bazinul Crişului Repede, 13 în bazinele Ier-Barcău, 18 în bazinul Crişului Negru şi 20 în bazinul Crişului Alb. În 1965 dintre acestea au funcţionat 57, iar scurgerea medie s-a stabilit pentru perioada 1950—1967 la posturile care figurează în tabelul 56 şi în fig. 103. Menţionăm, că reţeaua hidrometrică existentă este repartizat foarte raţional pe teritoriu pentru observarea regimului hidrologic natural, iar în ariile supuse marilor transformări, în Cîmpia Tisei, studiile de bilanţ hidrologic asupra regimului apelor interioare este în curs de organizare (219).

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi scurgerea medie. Bazinul Crişurilor are poziţie extrem de favorabilă pentru producerea unor cantităţi mari de apă. Marea majoritate a sistemelor se organizează pe versanţi cu expoziţie vestică directă, în aria reactivizării orografice a maselor de aer sosite dinspre

Oceanul Atlantic. Acestui efect i se suprapune şi influenţa maselor de aer subtropicale, umede, din timpul iernii, care produc precipitaţii abundente pe versanţii expuşi spre sud-vest. Prin această dublă influenţă oceanică în zona de altitudine mare a Bihorului şi Vlădesei se produc precipitaţii care depăşesc 1 200 mm şi ajung pe alocuri la 1 400—1 500 mm (observate la Stîna de Vale). Dincolo de această creastă sau mai bine-zis de acest „piept al Crişanei", în zona de izvoare a Crişului Repede (Bazinul Huedin) sau a Someşului Mic şi Iara, circuitul apei devine mult mai încetinit, atît precipitaţiile cît şi scurgerea medie scăzînd cu mai multe zeci şi chiar sute de milimetri la aceeaşi altitudine. (v. de ex. datele pentru Ciucea şi Vadul Crişului din tabelul 56).

Bilanţul hidrologic al Cîmpiei Vestice, respectiv al Cîmpiei Crişurilor se formează în prezenţa unui aflux de apă şi din regiunile montane şi piemontane prin intermediul cursurilor de apă. Albiile tuturor rîurilor din această cîmpie aluvială sînt în faza procesului de colmatare, situaţie tipică pentru cîmpiile de divagare. Prin urmare atît pe calea infiltraţiilor laterale, cît şi prin lipsa posibilităţilor de evacuare pe cale naturală a apelor formate local, pe lîngă cantitatea anuală medie de precipitaţii de 580—700 mm, regiunile cu subsidenţă sau depresiuni din hiatusurile de sedimentare primesc anual cantităţi de apă de provenienţă alohtonă de 20—200 mm. Aceste surse duc la formarea apelor interioare, stagnante, care se evacuează prin pompări, iar evapo-transpiraţia ajunge la valori de 590—630 mm (local). Scurgerea medie locală sau evacuată prin pompări ajunge la valori de 30—100 mm, iar umezirea totală a solurilor se apropie de valoarea precipitaţiilor şi le depăşeşte local. Această situaţie duce de fapt la ridicarea nivelului apelor freatice în zona de aerare (0,5—2,0 m adîncime) şi conduce la formarea sărăturilor şi lăcoviştilor pe spaţii extinse. În valea Ierului peste acest fenomen se suprapune efectul nisipurilor mobile, între care apar zonele mlăştinoase, de băltire.

În dealurile vestice (altitudinea 120—750 m) asistăm la formarea zonalităţii verticale a precipitaţiilor şi scurgerii fluviatile. Acesta este un fenomen frecvent însă apariţia gradienţilor mari de precipitaţii în faţa treptelor reliefale, duc la valori de peste 800 mm la altitudini mici (de ex. 1 000 mm la Băiţa, 900 mm la Budureasa etc.). Valorile medii variază între 650—800 mm în cazul precipitaţiilor, 100—300 mm în cazul scurgerii fluviatile şi între 500—600 mm în cazul evapo-transpiraţiei.

Aria vestică a Munţilor Apuseni este bogat umezită. Precipitaţiile au gradienţi de 60—100 mm/100 m alt., scurgerea medie în jur de 35—60mm/100 m (mai mult în carst), iar evapo-transpiraţia scade la valori de 350—450 mm la altitudini de peste 1 000 m. Un efect deosebit asupra formării circuitului apei îl are marele golf de relief al Beiuşului, prin care are loc o dirijare a maselor de aer, sosite din vest. Astfel, scurgerea medie în zona de izvoare a Iadului, Drăganului, a Crişului Pietros se ridică pînă la 1 200 mm, ceea ce se poate explica mai mult prin această dinamică a maselor de aer, a precipitaţiilor mai abundente în zonele de îngustare a reliefului (legea aerodinamică a lui Bernouille).

Precipitaţiile medii pe întregul bazin al Crişurilor ajung la 743 mm, scurgerea medie la 215 mm, iar evapo-transpiraţia medie 526 mm. Rezervele medii anuale asigurate de rîuri sînt astfel de 2,84 miliarde m³/an. Debitele medii ale rîurilor la posturile hidrometrice pot fi urmărite în tabelul 56.

TABELUL 56

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale riurilor din bazinul Crișurilor (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S baz (km²)	H med (m)	Q_0 (m³/S)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Observ.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Barcău	Nușfalău	271	434	1,65	740	183	557	54	
Bistra	Chiribiș	180	331	1,02	735	178	557	46	
Barcău	Sălard	1 686	261	5,56	679	104	565	29	
Secueu (Henț)	Morlaca-Henț	207	1 026	2,96	930	450	480	153	
Drăgan	Pîriul Crucii (am)	118	1 280	3,74	1 390	1 000	390	330	
Sebișel	Pîriul Crucii	39	1 172	1,19	1 380	960	420	290	
Drăgan	Pîriul Crucii (a.v.)	159	1 250	5,02	1 387	995	392	310	
Crișul Repede	Ciucea	830	901	11,2	881	391	490	128	
Iad	Leșu	101	979	2,82	1 365	880	485	282	
Iad	Remeți	163	914	3,89	1 251	752	489	245	
Iad	Bulz	223	849	4,97	1 205	703	502	230	
Crișul Repede	Vadul Crișului	1 325	821	19,6	970	466	504	145	
Crișul Repede	Oradea	2 216	629	23,2	881	329	552	99	
Crișul Negru	Șuștiu-Vașcău	130	630	2,17	1 040	525	515	152	
Crișul Pietros	Pietroasa	123	850	4,15	1 382	1 063	319	320	Influență carst
Crișul Negru	Beiuș	792	551	13,1	1 040	520	520	156	
Roșia	Pocola	267	427	3,40	890	401	489	113	Influență carst
Topa	Vîrciorog	67	389	0,494	782	232	550	61	
Topa	Hidișel	160	300	1,0	756	197	559	51	
Holod	Holod	515	293	3,18	742	194	548	55	Influență carst
Crișul Negru	Tinca	2 143	418	23,6	898	347	551	108	
Teuz	Cermei	407	250	2,01	761	155	606	36	
Crișul Negru	Zerind	4 344	281	29,2	800	212	588	59	
Crișul Alb	Crișcior	324	610	3,29	830	321	509	90	
Rîbița	Rîbița	116	661	1,88	1 000	510	490	148	
Hălmagiu	Hălmagiu	108	655	1,75	1 040	510	530	138	
Zeldiș	Brazi	120	430	0,96	800	252	548	70	
Crișul Alb	Gurahonț	1 565	509	13,9	810	280	530	70	
Dezna	Sebiș	208	431	2,62	960	397	563	104	
Crișul Alb	Bocsig	2 420	437	18,6	795	242	—	68	Influență utilizări
Cigher	Chier (Mocrea)	446	275	1,50	710	106	604	25	
Crișul Alb	Chișineu Criș	3 580	351	21,4	790	188	—	—	Influență utilizări

BCU IASI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Repartiția scurgerii în timpul anului. În desfășurarea sa acest fenomen poartă amprenta influenței oceanice accentuate, mai ales în timpul iernii, care pe lîngă provocarea viiturilor de toamnă-iarnă în regiunile de dealuri și de cîmpie, duce și la acumulări de zăpadă în munți.

În cazul tipului pericarpatic vestic, iarna, pot fi observate pînă la 2—6 viituri din topirea zăpezii și din ploi de iarnă, dintre care ultimele reprezintă de obicei apele mari de primăvară. Din cauza topirilor frecvente din timpul iernii, pătura de zăpadă nu se menține în iernile călduroase pînă la sfîrșitul iernii, ci dispare pe la mijlocul lui februarie. În asemenea cazuri (cca. 35%)apele mari de primăvară pot lipsi cu desăvîrșire. Scurgerea medie din timpul iernii, în regiunile de dealuri și de cîmpie, variază în jur de 30—42% din cantitatea anuală depășind chiar ponderea scurgerii medii de primăvară (Dezna, Teuz, Holod), iar viiturile care dau debitele maxime anuale au frecvența maximă tot în timpul perioadei reci. Debitele medii lunare cele mai ridicate în cazul tipului de regim pericarpatic vestic se observă în luna februarie, dar frecvență mare au și anii cu maxime în martie.

Primăvara se formează mai ales viituri din ploi, care însă nu dau volume deosebite. Viiturile de la începutul verii se observă și în cazul tipului pericarpatic vestic (3—5 viituri mai de seamă în iunie-august), dar ponderea, importanța lor este mai redusă decît în regiunile cu climă est-europeană. Regimul anticiclonal de vară-toamnă a climei generează secete hidrologice de lungă durată în august-septembrie și octombrie, cînd multe pîraie seacă. Viiturile de toamnă sînt mai accentuate aici față de alte regiuni ale țării, dar nu pot fi dominante decît în cazuri izolate.

Tipul de regim carpatic vestic poartă amprentele aceleași clime în varianta montană (peste 800—1 200 m altitudine). În timpul pătrunderii maselor de aer oceanice iarna, topirile se resimt și în cazul rîurilor de munte, dar ele nu devin aici elemente dominante în crearea fazelor de regim. Astfel, scurgerea medie a iernii variază în funcție de altitudine între 15—30%. Apele mari de primăvară sînt frecvente cu maximele în martie, aprilie și mai. Volumul mediu maxim lunar se observă în luna aprilie. Viiturile de la începutul verii sînt intense, de scurtă durată, și se suprapun mai rar sub forma apelor mari din ploi. Perioada scurgerii minime se observă în timpul toamnei, dar la altitudinile mai mari în timpul iernii.

Este greu de stabilit limita dintre tipurile pericarpatice și carpatice vestice în munții Zarandului și Metaliferi, deoarece în bazinul Crișului Alb instabilitatea păturii de zăpadă și formarea viiturilor prin topire cuprinde zone înalte (1 000—1 200 m). Prin urmare Crișul Alb pînă la Gurahonț are o scurgere medie de iarnă care reprezintă 36,1% din totala anuală (v. tabelul 57).

Regimul rîurilor din regiunile carstice nu ne oferă surprize deosebite. El se încadrează bine în unitățile teritoriale ale tipurilor de regim, abaterile de la legile generale fiind aproape de nesesizat. Tipul de regim din Pădurea Craiului corespunde tipului pericarpatic vestic (Valea Mierei), respectiv tranzitului spre tipul montan (Izbucul Vadului).

Prezența zonei de alimentare atrofe nivo-pluviale se resimte în toată Cîmpia Crișurilor și Ierului în urma concentrării puternice a scurgerii în perioada de iarnă, însă heterotrofismul în golfurile de relief, depresiuni și în munți duce la predominarea alimentării din ploi. Scurgerea subterană

TABELUL 57

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din sistemele Crişurilor (1950—1967) (282)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Barcău	Nuşfalău	8,55	15,9	15,6	13,8	10,3	9,47	5,21	3,43	2,28	2,54	4,12	8,80	33,3	39,7	18,1	8,90	PcV + CV
Barcău	Sălard	7,95	16,8	15,3	13,5	8,20	10,3	5,00	3,37	1,96	2,32	4,50	10,8	35,5	37,0	18,7	8,80	PcV
Bistra	Chiribiş	9,11	14,3	14,7	13,7	9,50	9,00	4,07	3,52	2,32	3,13	5,35	11,3	34,7	37,9	16,6	10,2	PcV + CV
Secueu	Morlaca-Henţ	6,06	8,50	10,8	17,4	15,9	11,4	7,76	4,88	2,90	3,35	4,40	6,65	21,2	44,1	24,0	10,7	CV + COT
Drăgan	Pîrîul Crucii (av)	4,84	4,85	6,89	19,5	17,8	11,3	7,55	5,12	3,88	4,54	5,88	7,85	17,5	44,2	24,0	14,3	CV
Crişul Repede	Ciucea	5,94	7,43	10,0	17,2	16,2	11,2	7,84	5,16	3,32	3,76	4,90	7,05	20,4	43,4	24,2	12,0	CV
Iad	Leşu	6,38	8,71	10,6	16,7	12,6	10,5	6,65	4,31	3,07	4,18	6,44	9,86	24,9	39,9	21,5	13,7	CV
Izbucul Peştera	Vad*	7,80	14,1	13,2	13,7	9,60	8,20	4,20	4,30	3,70	6,00	5,30	9,90	31,8	36,5	16,7	15,0	CV (carst)
Valea Mierei	Călăţea Pusta*	8,20	14,6	16,8	11,3	6,30	5,60	3,78	3,12	2,60	6,70	8,30	12,8	35,6	34,5	12,5	17,4	CV (carst)
Crişul Repede	Oradea	7,00	10,7	11,5	16,5	13,1	9,95	6,70	4,34	2,64	3,14	5,22	9,21	26,9	41,1	21,0	11,0	CV + PcV
Crişul Negru	Şuşti-Vaşcău	9,10	13,5	12,5	15,0	12,1	8,10	5,10	3,40	2,22	2,63	5,25	11,1	33,7	39,6	16,6	10,1	CV
Crişul Pietros	Pietroasa	7,05	7,85	10,9	18,3	13,9	9,22	6,57	3,80	2,62	3,39	5,10	11,3	26,2	43,1	19,6	11,1	CV (carst)
Roşia	Pocola	10,9	15,2	13,9	12,5	9,53	8,15	4,50	2,53	2,58	2,56	5,35	12,3	38,4	35,9	15,2	10,5	PcV (carst)
Holod	Holod	10,2	18,1	15,4	13,3	8,16	6,81	3,53	2,28	1,72	2,12	5,57	12,8	41,1	36,9	12,6	9,40	PcV (carst)
Teuz	Cermei	10,8	18,3	14,2	13,6	8,70	7,25	3,66	1,91	1,29	1,49	5,90	13,5	42,6	36,5	12,8	8,10	PcV
Crişul Negru	Zerind	10,1	16,4	14,2	14,6	9,60	7,82	4,22	2,45	1,95	2,29	4,77	11,6	38,1	38,4	14,5	9,0	CV + PcV
Crişul Alb	Crişcior	9,46	16,1	16,8	14,8	10,7	7,17	3,63	2,30	1,28	2,04	4,52	11,2	36,8	42,3	13,1	7,80	CV
Crişul Alb	Gurahonţ	9,46	16,4	16,5	15,1	11,2	7,50	3,76	2,42	1,40	1,85	4,21	10,2	36,1	42,8	13,7	7,40	CV + PcV
Dezna	Sebiş	10,4	15,9	13,5	13,8	9,90	8,40	4,34	2,72	2,04	2,04	4,56	12,4	38,7	37,2	15,5	8,60	PcV
Cigher-Chier	Mocrea	10,6	20,2	17,0	15,0	12,9	6,65	2,40	2,00	1,03	0,91	2,78	8,65	39,4	44,9	11,0	4,70	PcV
Crişul Alb	Chişineu-Criş	10,2	17,1	16,6	15,0	10,5	7,89	3,61	2,18	1,31	1,56	3,55	10,5	37,8	42,1	13,7	6,40	CV+

CT — Carpatic transilvan; *CV* — Carpatic vestic; *PcV* — Pericarpatic vestic.
* perioada obs. 1958—1967.

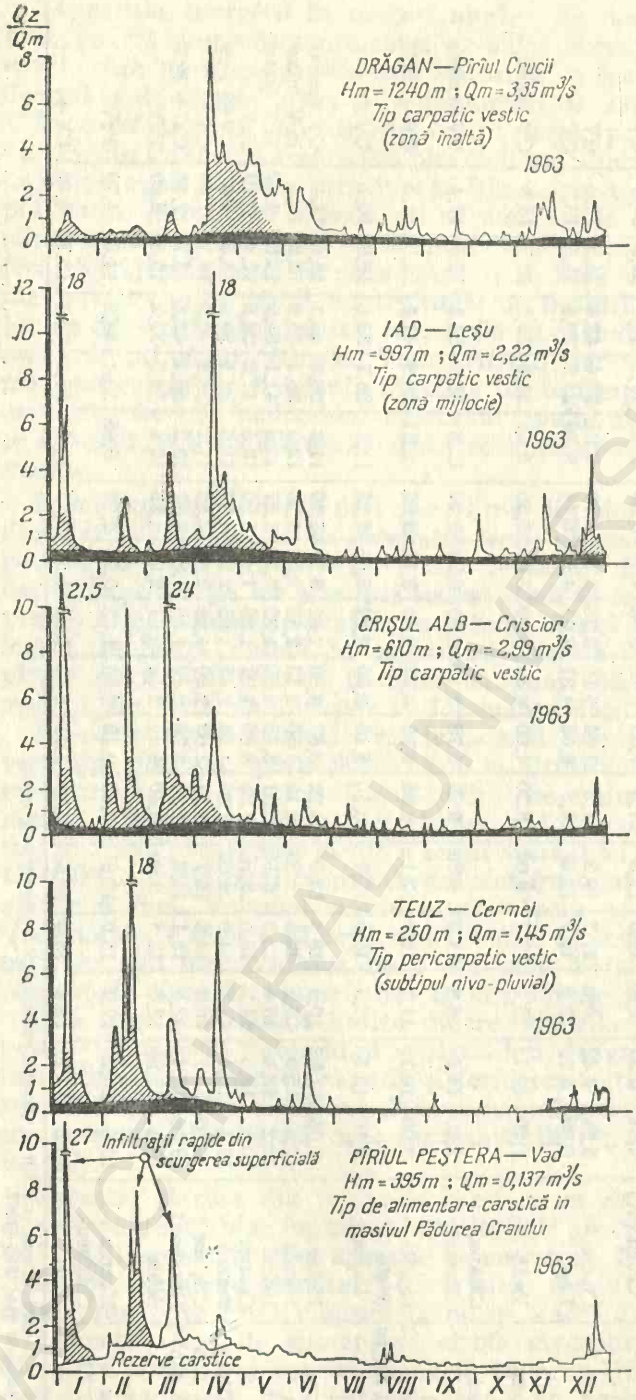


Fig. 105. Hidrografe caracteristice pentru reprezentarea regimului rîurilor din sistemele Crişurilor. (I. Ujvári).

variază între 15 şi 25%; în cazul tipului de regim pericarpatic, se ridică la 25—33% în munţi şi mai mult în regiunile carstice. O serie de hidrografe reprezentative tipurilor de regim sînt cuprinse în fig. 105.

Debitele şi scurgerea maximă. Pe rîurile Crişanei debitele şi scurgerea maximă se formează în perioada rece a anului, precum şi în etapa ploilor de vară. Privind datele din tabelul 58 ne putem da seama că valorile înregistrate şi acceptate sînt în general mai ridicate ca în restul ţării, ceea ce atestă faptul că şi la scurgerea maximă legile desbătute de formarea scurgerii sînt acceptate. Trebuiesc subliniate, între acestea, condiţiile specifice de geneză a viiturilor din timpul iernii şi încălzirile bruşte însoţite de ploi intense (de ex. viitura din februarie 1960), care declanşează cantităţi mari de apă provenite în parte din rezervele de zăpadă. Totodată sînt vestite şi viiturile extrem de vehemente de pe versantul vestic al Bihorului şi Vlădesei din lunile mai-iulie. Între acestea un loc de frunte îl deţine viitura din iunie 1958, care a distrus terasamentul căii ferate înguste, construite cu mai bine de 60 de ani în urmă, sau viiturile

din iunie 1970 din dealurile vestice (Şimleu, Ier, Barcău, interfluviul Crişul Negru—Crişul Repede etc.).

Regiunile carstice nu au efect de reţenţie. Mai mult, se dovedeşte prin fapte că sistemele cavernicole bine corodate din Pădurea Craiului şi Padiş ajută la concentrarea şi scurgerea unor volume mari de apă. Astfel, valoarea scurgerii maxime cea mai ridicată (asig. 1%) se poate observa pe Crişul Pietros, la Pietroasa, de 2 100 l/s/km², care la suprafaţa bazinală de categoria de 123 km² şi altitudinea medie de 850 m este o valoare record pentru ţara noastră (dacă includem şi suprafaţa Padişului obţinem 156 km² şi q_{max} = = 1 663 l/s/km²). La fel se consideră ridicată scurgerea maximă de 1% şi în cazul Roşiei la Pocola (v. tabelul 58.)

TABELUL 58

Debitele şi scurgerea maximă pe rîurile din bazinul Crişurilor (129)

Rîul	Post	Debite maxime de asigurare (m³/s)				Scurgere maximă asig. 1% (l/s·km²)
		1%	3%	5%	10%	
Barcău	Sălard	300	200	160	130	178
Crişul Repede	Vadul Crişului	830	620	525	380	625
Crişul Repede	Oradea	970	720	620	490	437
Crişul Negru	Şuşti	150	110	95	75	1 150
Crişul Pietros	Pietroasa	260	190	170	130	2 120
Crişul Negru	Beiuş	450	370	340	280	570
Roşia	Pocola	180	145	135	115	675
Holod	Holod	260	190	170	140	505
Crişul Negru	Tinca	810	650	580	490	378
Crişul Negru	Zerind	700	615	500	430	161
Crişul Alb	Crişcior	265	200	160	130	818
Crişul Alb	Gurahonţ	590	460	410	340	376
Dezna	Sebiş	180	140	120	100	865
Cigher	Chier (Mocrea)	190	140	120	90	425
Crişul Alb	Chişineu Criş	690	540	470	380	193

În Cîmpia de Vest debitele specifice maxime din timpul viiturilor sînt mai reduse, abia ajungînd la 80—100 l/s/km², datorită reţinerii scurgerii superficiale în formele negative ale reliefului, datorită pantelor mici din cîmpie, infiltraţiilor şi evaporaţiei puternice din timpul verii etc. Inundaţiile din incinte sînt cele mai frecvente şi cele mai periculoase în perioada de iarnă-primăvară cînd şi evaporaţia este încă redusă.

Considerăm că soluţia acceptată pentru viitor, de a reţine viiturile prin numeroase acumulări cu funcţionare periodică este pe cît se poate mai judicioasă pentru rîurile Crişanei. Dozarea treptată a apei spre cîmpie ar duce la evitarea completă a inundaţiilor şi ar reduce în mod esenţial durata filtraţiilor dinspre rîuri spre cîmpie, spre incinte, ceea ce ar putea să contribuie la scăderea nivelului freatic sau cel puţin la stabilizări de niveluri. În aceste condiţii şi reţeaua de desecare ar putea lucra cu eficienţă mai mare.

Scurgerea şi debitele minime. După cum s-a mai subliniat, aceste fenomene au loc în bazinul Crişurilor în perioada caldă a anului, la sfîrşitul verii şi toamna (v. tabelul 59). Aceasta însă nu exclude apariţia în anii cu

TABELUL 59

Debitele şi scurgerea minimă pe rîurile din bazinul Crişurilor

Rîul	Post	Debite medii lunare minime					Debit minim zilnic (95%) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă		qmin. (95%) specific (l/s/km²)	
		Q min (m³/sec)	Data prod. luna, anul	Qmin (m³/s)	Data prod. luna, anul		
Ier	Săcueni	0,00	I—II. 1964	0,00	fr. 6/11 ani	0,000	0,00
Barcău	Nuşfalău	0,15	I. 1964	0,11	IX. 1961	0,41	0,012
Bistra	Chiribiş	0,09	II. 1954	0,04	IX. 1961	0,21	0,010
Barcău	Sălard	0,68	I. 1964	0,32	X. 1961	0,19	0,08
Călata	Morlaca	0,08	II. 1964	0,07	X. 1967	0,46	—
Secueu	Morlaca-Henţ	0,17	I. 1964	0,32	IX. 1961	0,82	—
Drăgan	Pîrîul Crucii (am)	0,30	I. 1954	0,47	X. 1962	2,53	0,27
Sebişel	Pîrîul Crucii	0,15	I. 1959	0,12	X. 1962	3,00	—
Drăgan	Pîrîul Crucii (av)	0,52	I. 1954	0,60	X. 1962	3,26	0,46
Crişul Repede	Ciucea	0,67	I. 1954	1,05	X. 1961	0,81	—
Iad	Leşu	0,18	I. 1954	0,25	X. 1961	1,77	0,16
Iad	Remeţi	0,23	I. 1954	0,43	X. 1962	1,41	0,20
Iad	Bulz	0,47	I. 1954	0,54	X. 1962	2,10	0,24
Crişul Repede	Vadul Crişului	1,52	I. 1954	2,05	X. 1961	1,14	1,28
Crişul Repede	Oradea	1,79	I. 1954	1,50	IX. 1961	0,67	1,51
Crişul Negru	Şuşti-Vaşcău	0,58	I. 1954	0,22	IX. 1961	1,68	0,12
Crişul Pietros (carst)	Pietroasa	0,29	II. 1954	0,43	IX, X. 1961	2,35	0,22
Crişul Negru	Beiuş	1,25	I. 1954	1,10	IX. 1961	1,39	0,50
Roşia (carst)	Pocola	0,04	I. 1954	0,21	IX. 1961	0,15	0,01
Holod	Holod	0,40	I. 1954	0,16	IX—X. 1961	0,31	0,10
Crişul Negru	Tinca	1,71	I. 1954	1,24	IX. 1961	0,58	0,90
Teuz	Cermei	0,16	I. 1954	0,001	IX. 1961	utilizări	0,000
Crişul Negru	Zerind	0,26	II. 1954	2,03	IX. 1961	0,29	1,10
Crişul Alb	Crişcior	0,27	I. 1954	0,06	IX. 1961	0,18	—
Crişul Alb	Gurahonţ	1,09	XII. 1963	0,43	IX. 1961	0,27	0,32
Dezna	Sebiş	0,31	I. 1964	0,15	IX. 1961	0,72	0,075
Cigher	Mocrea	0,05	I. 1964	0,01	IX. 1962	0,15	0,003
Crişul Alb	Chişineu Criş	2,10	II. 1954	0,55	IX. 1950	0,022	0,49

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ierni aspre, continentale, a scurgerii minime și în timpul iernii. Reiese clar acest aspect din fig. 40 prin compararea, la diferite asigurări, a debitelor minime de iarnă cu cele din perioada caldă.

Imaginea repartiției valorice teritoriale a scurgerii minime medii lunare cu asig. 95% din fig. 39 și zonalitatea verticală a scurgerii minime din fig. 38 ne oglindește valabilitatea legilor generale de formare a scurgerii fluviatile. La nivelul cîmpiei ea se reduce sub 0,1 l/s/km² și rîurile cu suprafețe bazinale sub 500 km² sînt amenințate cu secarea în anii secetoși. De altfel, secarea adevărată este greu de stabilit în cîmpie din cauza utilizării apelor la irigații, ape industriale, potabile etc., care vara consumă cantități importante de apă și uneori chiar și rîurile mai mari seacă temporar, cum sînt însuși cursurile Crișurilor (de ex. în 1950). Reglementările existente evită însă aceste posibilități. Debitele minime nu mai sînt naturale, deoarece ele nu mai oglindesc de loc geneza și efectul alimentării subterane. Sistemele de desecare contribuie tot în sens negativ la formarea scurgerii minime, ceea ce impune studii mai aprofundate în aceste regiuni.

Temperatura apei din rîuri. Temperatura urmărește în linii mari temperatura aerului, exceptînd perioada rece.

Trecerea temperaturii medii lunare peste +1 °C se înregistrează deja în luna februarie în rîurile din Cîmpia de Vest și pe sectoarele de cîmpie ale rîurilor montane. Exceptînd rîurile ce-și culeg apele din regiunile carstice, la altitudinea de 1 300—1 500 m, această tranziție se produce în martie sau chiar în aprilie.

Temperatura medie lunară cea mai ridicată se observă în iulie, ajungînd la +22°C în regiunile joase și rămînînd în jur de 16—18°C la altitudini mari. Scăderea temperaturii medii lunare pînă la sub 1°C se produce în decembrie.

Valorile maxime ale temperaturii apei în cîmpie ating 33—34°, iar în munții înalți în jur de 25—27°C.

Excepție fac de la aceste reguli rîurile care au o alimentare bogată din apele carstice. La ivirea lor la suprafață ele au o temperatură uimitor de constantă. Astfel, de exemplu, izbucul Peștera Vadului de lîngă Vadul Crișului, în 1961, avea aproape în tot timpul anului temperatura de +10°C și numai în iulie s-a încălzit apa în mod temporar pînă la +12,5°C. În 1962 temperatura a rămas constantă de +10°C, ca și în restul anilor. Temperatura minimă a fost de +8°C în decembrie 1960. Aceeași situație se observă și în carstul înalt al Padișului, numai că acolo din cauza gradienților termici temperatura variază în jur de +4° și +6°C. Fenomenul are desigur efecte multiple asupra regimului termic al apelor din jur. Astfel, rîurile mai mari, încălzite de apele acestor izbucuri, îngheață iarna cu frecvență mai mică pe sectoare ca de exemplu, Crișul Repede între Stîna de Vale (60%) și Vadul Crișului (53%), Crișul Pietros (47%), Holodul (67%), Roșia la Pocola (40%). Vara ele duc la reducerea încălzirilor excesive posibile.

Fenomenele de îngheț în bazinele Crișurilor sînt destul de instabile și reduse ca perioadă. Încălzirile de iarnă duc la distrugerea repetată a podului de gheață sau chiar la lipsa lui în circa 40% din cazuri. Aceasta se combină cu efectele apelor carstice calde și cu încălzirea apelor iarna din cauza vitezelor mari în regiunile de munte. Toți acești factori contri-

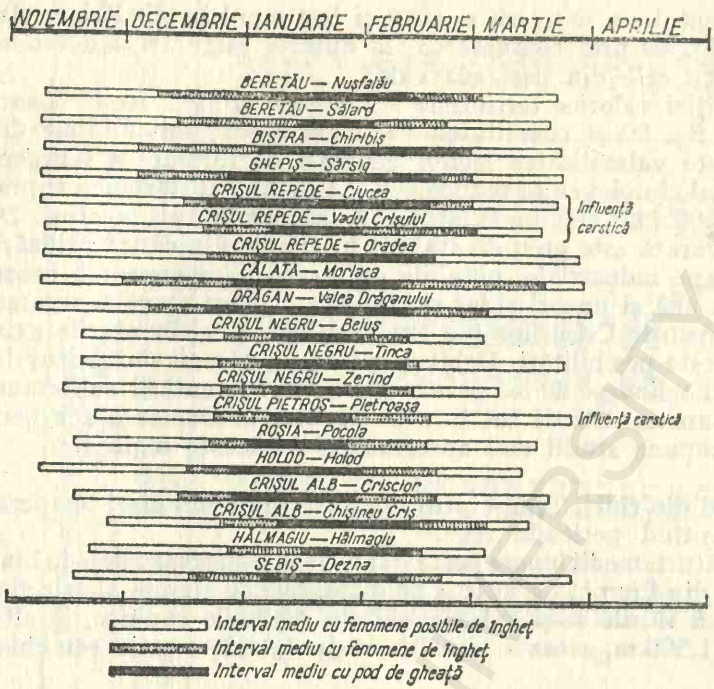


Fig. 106. Diagrame caracteristice ale fenomenelor de îngheț în bazinul Crișurilor (I. Ujvári).

buie la o durată medie a podului de gheață de 20—40 de zile, iar a perioadei posibile a fenomenelor de îngheț de circa 80—120 de zile.

În fig. 106 sînt reprezentate perioadele caracteristice ale fenomenelor de îngheț. De aici reiese, că extremele datelor posibile ale fenomenelor de îngheț sînt destul de largi, însă din datele medii ale producerii fenomenelor de îngheț și a podului de gheață ne putem da seama de rolul redus al lor în regimul hidrologic al rîurilor din aceste regiuni. Tocmai pe rîurile de cîmpie întîlnim duratele cele mai mari ale prezenței gheții, însă aceasta numai în iernile reci, continentale, care aici au o frecvență de 50—60%. Intermitența proceselor de formare a gheții îngreunează foarte mult aplicarea unor metode adecvate pentru determinarea datelor medii de producere a lor.

Scurgerea solidă. Ca și în alte regiuni ale țării, și în bazinul Crișurilor eroziunea superficială cea mai puternică se întîlnește în regiunile piemontane, precum și în golfurile depresionare, unde pe lîngă sedimentările actuale ale materialului grosier se observă antrenarea din abundență a materialelor fine, mai ales dinspre versanți și terase. La contactul cu munții, în zona sedimentară nengenă, turbiditatea medie a apelor din rîuri atinge 500—800g/m³, iar eroziunea specifică ajunge la 1 000—2 500 t/ha/an (local și mai mult). Cu toate aceasta, intensitatea proceselor rămîne mult sub cea observată în regiunile sudice și estice ale țării (bazinele Jiu, Oltul inferior, Argeș, Ialomița, Siret). Aceasta se explică și prin gradul mai mare de împădurire,

prin dominarea unor roci dure, piemonturilor mai puțin extinse precum și prin ploile mai frecvente, dar mai puțin intense.

La altitudinile de peste 800—1 000 m, turbiditatea apei scade sub 100 g/m³, iar eroziunea specifică medie pe bazine scade sub 1,0 t/ha/an. La aceasta contribuie răspîndirea largă a rocilor greu erodabile (calcare, șisturi cristaline, eruptiv, conglomerate etc.).

TABELUL 60

Scurgerea și debitele solide medi (1952—1967) pe riurile din bazinul Crișurilor (129)

Riul	Post	Q_{med} (m³/s)	R_{med} (kg/s)	ρ_{med} (g/m³)	r_{med} (t/ha/an)
Barcău (Bereteu)	Sălard	5,37	3,50	625	0,66
Crișul Repede	Ciucea	11,3	1,53	135	0,58
Crișul Repede	Oradea	23,1	7,48	340	1,12
Crișul Negru	Șuști	2,16	0,309	143	0,75
Crișul Negru	Beiuș	12,9	2,06	160	0,82
Holod	Holod	3,11	1,17	376	0,69
Crișul Negru	Zerind	20,0	6,03	208	0,44
Crișul Alb	Gurahonț	13,7	9,90	723	1,99
Crișul Alb	Chișineu Criș	21,2	11,4	538	1,00
Cigher	Mocrea (Chier)	1,45	0,501	345	0,35

O situație specifică se întîlnește în regiunea de cîmpie. După cum este cunoscut, ea cuprinde o mare zonă de subsidență în fază de colmatare finală, în cuprinsul căreia rîurile principale sînt îndiguite. În mod normal, spațiile inundabile dintre diguri reprezintă adevărate zone de sedimentare ale aluviunilor aduse de micile pîraie dinspre piemonturi și de către rîurile mari, cînd acestea se revarsă. Astfel, în Cîmpia Crișurilor există spații extinse (nedelimitate încă), unde trebuie să domine colmatarea asupra eroziunii areale. Însăși rețeaua drenurilor artificiale se colmatează ușor și necesită întreținere pemanentă, astfel că în decurs de 5—10 ani ele se transformă în cursuri colmatate-înmlăștinite. Fără să dispunem de date de observații asupra scurgerii solide pe pîraiele autohtone, considerăm pe deplin justificată încadrarea cîmpiei în zona cu turbiditate sub 100 g/m³ și eroziune specifică sub 0,1 t/ha/an.

Ar fi totodată deosebit de utilă și interesantă, separarea raioanelor cu dominarea colmatării asupra eroziunii.

Din bazinul Crișurilor se îndepărtează anual aproape 1 000 000 t de materiale în suspensie:

Barcău	127 000 t
Crișul Repede	245 000 t
Crișul Negru	195 000 t
Crișul Alb	385 000 t
Total	952 000 t

Aceasta reprezintă îndepărtarea anuală a unei cantități de circa 621 000 m³ de sol, (d = 1,5), ceea ce exprimat în strat milimetri înseamnă 0,041mm/an pe toată suprafața drenată de Crișuri.

Particularităţile hidrochimice ale rîurilor în această parte a ţării sînt pe cît se poate de uniforme şi simple, În stare naturală, domină pretutindeni apele carbonatate din grupa calciului, iar mineralizarea variază între 150 şi 500 mg/l, avînd o zonalitate verticală destul de bine conturată.

După cum s-a subliniat, straturile superficiale formate din sedimente lacustre plio-pleistocene, groase de mai multe sute sau chiar mii de metri, nu conţin cloruri şi sulfaţi în cantităţi deosebite, deci şi apele din ele sînt dulci. Astfel lipseşte şi zona diapirică, formaţiunile de sare, atît de caracteristică bordurilor de contact din zona subcarpatică şi din Podişul Transilvaniei.

TABELUL 61

Date hidrochimice privitoare la apele din bazinul Crişurilor

Rîul Post	Data probei	pH	Rez. fix. (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni			Duritate (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
Barcău Sălard	*25. XII.* 1961	7,0	322	56	3,64	33,25	34,3	27,9	264,4	11,5
Crişul Repede Oradea	*27. IX.* 1961	7,3	172	38	8,51	16,74	13,0	12,4	148,2	7,0
Peţea Sînmartin	*30. VIII* 1961	7,6	666	102	1,22	—	110	17,7	198,9	10,0
Crişul Negru Zerind	*6. IX* 1961	8,2	330	22	30,4	abs.	6,54	17,7	82,4	10,8
Crişul Alb Gurahonţ	*13. IX.* 1961	7,8	326	68	4,86	28,6	91,5	12,8	169,6	9,6

Apele Crişurilor nu sînt poluate în mod deosebit, deoarece în lungul lor lipsesc obiectivele industriale consumatoare de cantităţi deosebite de ape. Apele reziduale ale localităţilor din lungul lor se diluează în mare măsură şi se autoepurează pe distanţe mici. Excepţie face Oradea, care deversează apele reziduale în Crişul Repede şi parţial Salonta, unde reziduurile fabricii de conserve sînt deversate în Culişer, cu debite mici şi viteză redusă a apelor. Pe lîngă apele din rîuri, folosindu-se ca surse şi apele freatice, precum şi apele de adîncime, arteziene, există posibilitatea satisfacerii tuturor cerinţelor de apă din această regiune frumoasă şi bogată a ţării.

În bazinele Crişurilor pot fi întîlnite şi o serie de izvoare minerale şi termale, care însă oglindesc uniformitatea relativă a condiţiilor litologice pînă la adîncimi mari, mai ales în depozitele pliocen-cuaternare. Astfel, majoritatea izvoarelor minerale aparţin tipului apelor bicarbonatate calcice-magneziene, însă pe liniile marilor falii de adîncime apare în conţinutul lor şi bioxidul de carbon, cum sînt apele de la Tămăşeu, Sîntimbru, Feernic şi Pădurea Neagră în bazinul Barcăului, Tinca din baz. Crişului Negru sau cele de la Mocrea în bazinul Crişului Alb. Altele, aflate în afara zonei mofetice, au temperaturi ridicate, cum sînt izvoarele de la Băile Felix (49°C), Băile 1 Mai (42°C), Moneasa (32°C), Răbăgani. În afară de izvoarele termale, au fost efectuate şi o serie de foraje care au dat la iveală ape hipertermale utilizabile în diferitele ramuri ale economiei naţionale sau în balneologie. Astfel, amintim cele două foraje de 135 m de la Felix şi Băile 1 Mai, care

au pus în evidenţă ape slab mineralizate (1,1 g/l) în orizonturile de calcare mezozoice. Temperatura lor de 50°C şi debitul de 710 m³/h au permis amenajarea unui ştrand în aer liber. Alte foraje, amplasate la sud de Oradea, au descoperit prezenţa calcarelor triasice între adîncimile de 2 040 şi 2 700 m. Ele sînt fisurate şi debitează artezian 33,7 m³/h apă cu mineralizaţie de 1,4 g/kg şi o temperatură de 87°C. Această sursă a permis valorificarea apei termale pentru amenajarea unor sere de mare capacitate. Alte şase foraje în zona Chişineu Criş au pus în evidenţă, în nisipurile neogene aflate la adîncimi de 1 300—2 880 m (96), ape cu o temperatură cuprinsă între 35 şi 85°C.

În orizonturile neogenului apar şi ape fosile de origine marină, dintre care unele sînt şi termale (hipotermale). Astfel, se pot aminti apele cloruro-sodice termale de la Zăuani, Ban, Suplac, Tinca sau apele sulfuroase de la Beiuş, apele bicarbonatate calcice de la Ceica, apele termale (35—36°C) sulfatate-cloruro-sodice, calcice de la Vaţa de Jos etc.

SISTEMUL MUREŞULUI

Adaptat la cel mai vechi traseu de legătură tectonică şi hidrografică a Podişului Transilvaniei cu Depresiunea Panonică, sistemul Mureşului şi-a format un bazin hidrografic extins pe o suprafaţă de 29 767 km² (din care în ţara noastră 27 919 km²), ce se desfăşoară de la Depresiunea Giurgeului pînă la vărsarea rîului în Tisa, la Seghedin, în R.P. Ungară. Mureşul curge în cea mai mare parte pe teritoriul ţării noastre, pe o lungime de 718 km din totalul de 766 km. Prin lungimea cursului său, cît şi prin debitele sale medii de la vărsare (165 m³/s la graniţă), Mureşul este cel mai mare afluent al Tisei.

Mureşul traversează în drumul său spre vărsare forme variate de relief, dintre care munţii reprezintă circa 25%, regiunile de podiş 55%, iar regiunea propriu-zisă de cîmpie de pe teritoriul ţării noastre 5%. Aceasta se reflectă şi în panta medie a reliefului din bazin care este de 179 m/km. Avînd în vedere faptul că Mureşul traversează numai pe o distanţă de circa 100 km (13,2%) regiunile de munte, iar în rest drenează apele unor serii de depresiuni, panta medie a rîului este mult mai mică, ea atîngînd abia 1,2 m/km.

Izvorul propriu-zis al Mureşului se află în sudul Depresiunii Giurgeului, la o altitudine de 850 m, lîngă comuna Izvorul Mureşului. Cursul Mureşului de la obîrşie pînă la vărsare se poate împărţi în patru sectoare caracteristice :

1. *Mureşul superior* ce cuprinde Depresiunea Giurgeului şi Defileul Topliţa-Deda (110 km) ;
2. *Mureşul mijlociu* axat pe zona centrală a Podişului Transilvaniei, între Deda şi Alba Iulia (266 km) ;
3. *Culoarul Mureşului inferior*, cuprins între Munţii Apuseni, Carpaţii Meridionali şi Munţii Banatului, între Alba Iulia şi Lipova (225 km) ;
4. *Mureşul inferior* din Cîmpia de Vest, între Lipova şi graniţa cu R.P. Ungară (117 km).

Mureşul superior. Depresiunea Giurgeului, în cadrul căreia se formează sistemul de rîuri din cursul superior al Mureşului, este una dintre regiunile cele mai pitoreşti din ţara noastră. Fundul depresiunii reprezintă de fapt

o cîmpie aluvială fluvio-lacustră, largă, colmatată complet de reţeaua deasă a afluenţilor care se îndreaptă spre Mureş, din stînga, dinspre şirul vulcanic al Munţilor Gurghiului — Harghita (1777 m), iar din dreapta dinspre Munţii Giurgeului (1545 m). Depresiunea are o altitudine care variază între 650 m şi 800 m, ea fiind împrejmuită spre regiunea muntoasă de numeroase conuri de dejecţie, glacisuri, între care cîmpia aluvială internă este umplută de ape freatice apropiate de suprafaţă cu înmlăştiniri, lăcoviştiri, extinse. Cursul Mureşului în dreptul localităţii Joseni se despleteşte în mai multe braţe, fiind însoţit totodată şi de o luncă largă inundabilă, cu ape stagnate pe alocuri. Conuri de dejecţie (dintre care cel mai mare este al Becheniului la Gheorgheni) dirijează în mare măsură direcţia de curgere a Mureşului, care în depresiune are pante reduse (în jur de 1,0 m/km).

Densitatea medie a reţelei fluviatile, în acest sector, este ridicată (între 0,9 şi 1,1 km/km²). Afluenţii săi sînt mici, dar au pante mari (40—60 m/km). Atît din stînga cît şi din dreapta Mureşul primeşte un număr de 14 afluenţi mai de seamă, ceea ce ne indică dezvoltarea bine organizată, a reţelei dendritice, însă cei din dreapta au o vechime mai mare şi ca atare au şi dimensiuni mai mari. Pînă la confluenţa cu Topliţa se pot aminti următorii afluenţi: Chindeni, Chirtoegher, Strîmba, Noroiosul, Becheni ($S = 114$ km²; $L = 31$ km), Lazarea ($S = 58$ km²; $L = 16$ km), Ditrăul, Faierul, Jolotca, Filipea, Sărmaşul şi Ciuciul. Suprafaţa bazinelor afluenţilor din stînga variază între 11 şi 55 km², iar lungimile între 7 şi 20 km; Cărbunele Negru vine dinspre Harghita, iar restul dinspre Gurghiu, ca Fierestrăul, Sumuleul Mare, Borzontul, Pietrosul, Limbuşul, Petri, Eseniul, Mortunca, Calnaşi, Muscă, Gălăuţaş (pe care se află marea uzină de produse de cherestea), Zăpodea şi Măgheruş, care se varsă în rîu la Topliţa.

Izvoarele minerale carbo-gazoase dezvoltate în partea stîngă a bazinului sînt folosite mai ales de către localnici, însă izvoarele calde de la Topliţa au renume mondial.

Înainte de a pătrunde în defileul Topliţa-Deda, Mureşul primeşte de pe partea dreaptă pe Topliţa, care formează limita între Munţii Călimani şi Munţii Giurgeului. Din Munţii Călimani unde îşi are obîrşia şi pînă la vărsare rîul Topliţa are o cădere de circa 1 000 m pe o distanţă de 29 km (34,5 m/km) şi o suprafaţă de 212 km². Toate bazinele enumerate sînt alimentate relativ slab cu ape, depresiunea fiind săracă în precipitaţii.

În aval de Topliţa, valea Mureşului se transformă căpătînd aspectul rîurilor tipice de munte. Pe parcursul defileului, lung de 40 km, rîul are o cădere de 210 m, iar valea sa este săpată în piroclastite şi blocuri andezitice; la întretăierea acestora Mureşul îşi modelează defilee înguste şi are căderi locale mari. Între aceste îngustări se pot întîlni o serie de bazinete structural-erozive care servesc totodată şi la concentrarea afluenţilor Mureşului. Dintre aceste „noduri hidrografice" amintim pe cele de la *Topliţa*, de la intrarea în defileu, unde în Mureş se varsă Măgheruşul, Topliţa şi Călimănelul; de la Stînceni unde dinspre Gurghiu soseşte Gudea, iar dinspre Călimani—Mermezeul şi Zebracul; de la Lunca Bradului, unde primeşte pe primii afluenţi mai de seamă, cum sînt Ilva ($S = 130$ km²; $L = 22$ km) şi Obcina Ferigelor din dreapta şi Sălardul ($S = 127$ km²; $L = 16$ km) din stînga şi, în fine, bazinetul de la Răstoliţa în care se varsă în Mureş afluentul cu debitele cele mai bogate, venit dinspre Călimani, Răstoliţa ($S = 172$ km²; $L = 19$ km) şi pîrîiaşul Iod.

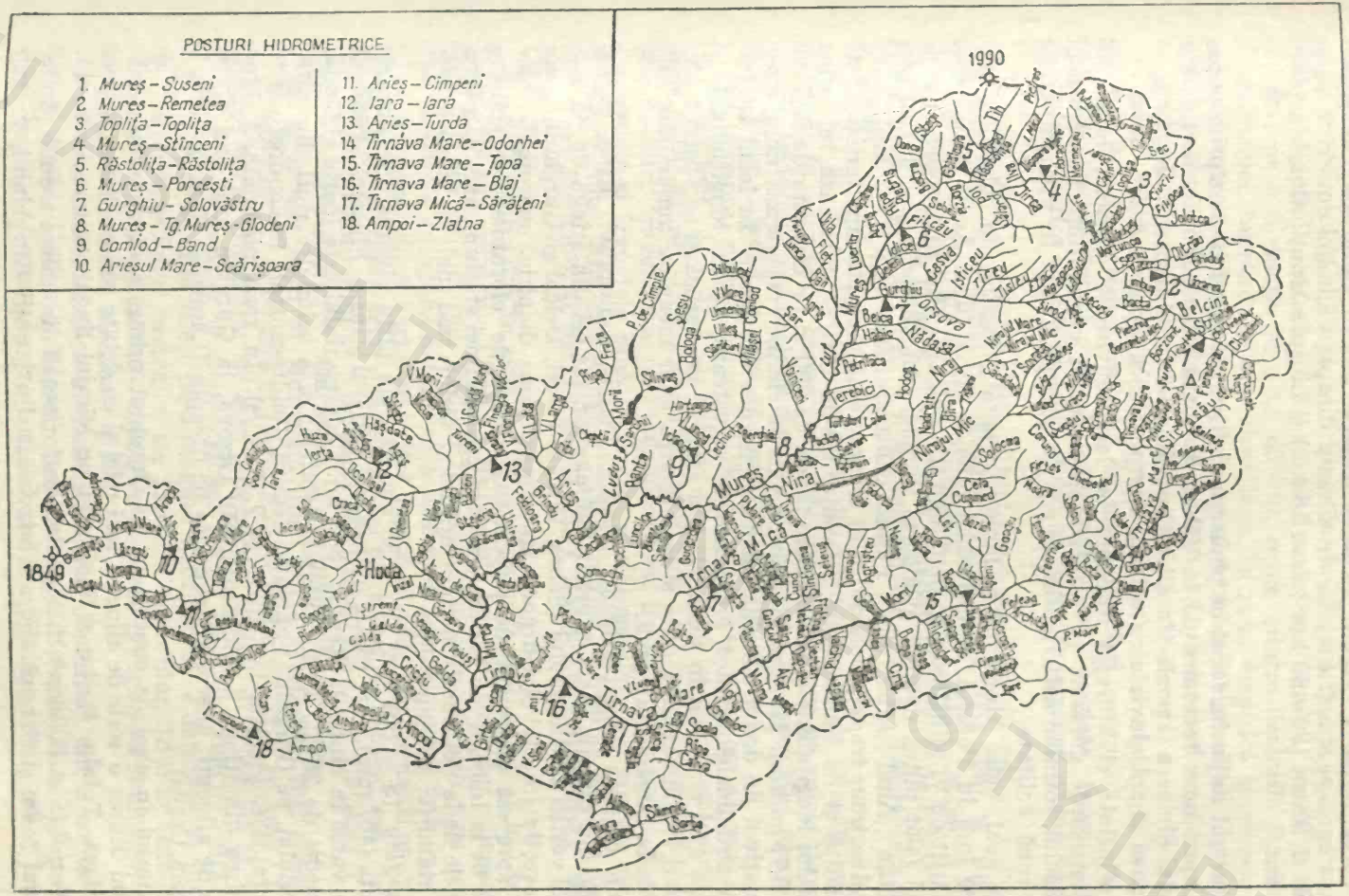


Fig. 107. Rețeaua hidrografică a Mureșului superior și mijlociu și posturile hidrometrice utilizate în studii.

În aval, Defileul Topliţa-Deda se lărgeşte, iar în golful de relief creeat sosesc aproape simetric o serie de afluenţi dinspre Călimani cum sînt Gălăloaia şi Bistra ($S = 99$ km^2; $L = 18$ km) şi dinspre Munţii Gurghiu pîrîul Borzia.

Mureşul mijlociu. După ce părăseşte defileul, Mureşul face un prim popas în depresiunea tectonică de la Văleni, formată între culmea anticlinală a Şieului-Şinioara şi poala Munţilor Gurghiului. Fundul depresiunii are aspectul unei cîmpi aluviale cu o înclinaţie puternică spre vest.

În incinta ei Mureşul Superior îşi lasă aluviunile grosiere, bolovanii şi pietrişurile grosiere, pe care le-a transportat cu uşurinţă în cuprinsul defileului, formînd astfel un imens con de dejecţie, bogat în ape subterane de bună calitate.

În aval, valea Mureşului se lărgeşte treptat, formînd un culoar de eroziune larg în Podişul Transilvaniei pînă la Alba Iulia. Acest sector este împărţit de V. Mihăilescu în două unităţi: culoarul pînă în apropierea Aiudului (s-ar putea denumi „Culoarul Cîmpiei transilvane") şi culoarul piemontan „Aiud—Alba Iulia". Fundul culoarului este larg (1—3 km), valea avînd secţiune transversală de formă trapezoidală. Această caracteristică este oglindită şi de numeroasele meandre, insule care se formează în urma pantelor longitudinale mici (cădere totală de 200 m pe distanţa de 266 km sau 0,75 m/km). Mureşul în sectorul său de cîmpie traversează numeroase formaţiuni de domuri brahianticlinale şi cute marginale. În locul traversării anticlinalelor valea Mureşului se îngustează, panta longitudinală şi viteza apei cresc, iar în sinclinale procesele se inversează şi se observă aluvionări locale. Aceasta duce şi la formarea unor meandre ample cum este cel de la Bogata Mureşului.

Din dreapta primii afluenţi (Gesele, Pietriş, Dumbrăvi, Rîpa, Agriş) sosesc din direcţia piemonturilor Călimanilor, iar cei din stînga de pe versanţii vestici ai Gurghiului (Sebeş, Fiţcău, Idicel, Deleni şi Gurghiul). Dintre aceştia Idicelul şi Gurghiul traversează zona diapirică marginală, care este spre est acoperită de piroclastite. Izvoarele cloruro-sodice concentrate de la Idicelul de Jos au favorizat crearea unei staţiuni mici balneare, iar cele de la Solovăstru de pe Gurghiu se resimt mai mult în hidrochimismul rîului (v. tabelul 70).

Gurghiu ($S = 564$ km^2; $L = 55$ km) este un pîrîu viguros, cu scurgere bogată (407 mm), care îşi are obîrşia sub craterul stins — Fîncelul (1 684 m) şi se varsă în Mureş la Reghin (363 m). Căderea rîului este foarte ridicată, în medie de 26‰. Prin captarea debitelor şi a celorlalte rîuri din jurul Fîncelului, pe Gurghiu s-ar putea realiza o hidrocentrală în condiţii foarte avantajoase (debitul la vărsare = 7,25 m^3/s). În zona piemontană după primirea din stînga a afluentului său Orşova, la Gurghiu, rîul mai are o serie de afluenţi, dezvoltaţi mai ales pe dreapta (Lăpuşna, Neagra, Fîncel, Isticeu, Caşva).

Mureşul în aval de confluenţa cu Gurghiul primeşte dinspre Dealurile Tgului Mureş o serie de afluenţi mai mici şi cu debite sărace (Beica, Habic, Petrilaca, Tofalu, Poclos şi Budiu) şi pe Nirajul lîngă comuna Vidraşău.

Nirajul ($S = 609$ km^2; $L = 78$ km) se formează din unirea a două pîraie, Nirajul Mare şi Nirajul Mic, care izvorăsc din Munţii Gurghiului, de sub

craterul Secului (1 777 m) de la altitudinea de circa 1 300 m. Ca obîrşie se socoteşte Nirajul Mic. După confluenţa lor la Cîmpul Cetăţii, rîul pătrunde în zona diapirică, cutată (fără însă să dreneze ape sărate), iar în aval de aceasta, pe o distanţă de circa 60 km, curge printre dealurile Podişului Transilvaniei, formîndu-şi un culoar larg. În zona diapirică traversează o serie de cute marginale, în care s-au instalat unii afluenţi ai săi. Astfel, este cunoscut cazul Săcădatului, care s-a adaptat depresiunii Mătrici-Eremitu, ce continuă spre valea Sovata. Afluentul Sovatei care se numeşte tot „Săcădat" adică „întrerupt" presupune existenţa unei captări în timpuri istorice. Ea s-a produs probabil în urma ridicării sectorului actual de cumpănă prin tectonică saliferă între cele două Săcădate. După I. Mac pe cursul inferior al Săcădatului sudic ar curge în prezent pîrîul Sovata (v. fig. 107).

În aval, pînă la vărsare, Nirajul mai are o serie de afluenţi mici, cu bilanţ hidrologic caracteristic Podişului Transilvaniei (Hodoşul şi Nirajul Mic inferior — de sub Masivul Bichişului, Şardu, Niaroş, Maiadul et.). Pentru a feri lunca largă a Nirajului de inundaţiile cauzate de colmatarea albiei, între Niaroş şi Cinta a fost construit un canal de descongestionare şi diguri.

În aval de Niraj, Mureşul primeşte din stînga o serie de afluenţi mici a căror văi, în mare parte consecvente, sînt perpendiculare pe valea Mureşului. Ele îşi împing izvoarele pînă aproape de coasta Tîrnavei Mici (Cerghid, Pîrîul Mare, Lăscud, Sărata cu Cucerdea, Şeulia, Aţintiş).

Din dreapta, primul afluent al Mureşului pe sectorul tratat este *Luţul* ($S = 352$ km^2; $L = 42$ km), adaptat în cursul său inferior la culoarul tectonic Dipşa-Mureş. În amonte însă de Bartoş rîul taie perpendicular Culmea Şieului, traversează perpendicular zona înaltă a Culoarului Şieului, împingîndu-şi izvoarele pînă în eruptivul Călimanilor în apropiere de izvoarele Şieului. Rîul are scurgere relativ bogată. Afluenţii săi mai mari, Fleţ ($S = 126$ km^2) şi Şar ($S = 107$ km^2), sosesc dinspre Cîmpia Mureşului.

Afluenţii Mureşului, în aval de Luţ, se formează deja integral în Cîmpia Transilvaniei, respectiv Cîmpia Mureşului, cu caracter de silvostepă. Cumpăna lor de apă spre Podişul Someşului nu este reliefată prea accentuat, deoarece cumpăna orografică se află mult mai spre nord faţă de cumpăna hidrografică. Aceasta ne indică faptul că afluenţii Someşurilor au traversat prin eroziune regresivă cumpăna morfologică, captînd sau încălecînd afluenţii Mureşului pe o distanţă de circa 40 km între Unguraş şi Sărmăşel (V. Mihăilescu, V. Gârbacea, I. Berindei, I. Iacob).

Afluenţii mai mari ai Mureşului din Cîmpia Mureşului sînt *Comlodul* ($S = 529$ km^2; $L = 60$ km) şi *Luduşul* ($S = 646$ km^2; $L = 56$ km). Cursul principal şi al afluenţilor săi este puternic influenţat de tectonica regiunii, de poziţia domurilor şi a sinclinalelor dintre ele. După cum ne arată Gh. Pop, chiar şi lacurile aflate de-a lungul cursurilor lor se datoresc, în primul rînd, caracteristicilor tectonice ale formării domurilor. Rîurile autohtone au pante mici, în jur de 0,5—2,5 m/km, ceea ce favorizează stagnarea apelor pe sectoarele de sinclinale (192).

În valea Comlodului se resimte influenţa domurilor din dreapta văii (Ulieş, Şincai, Grebeniş, Icland), care în lungul rîului au dat naştere la 8 vetre lacustre, drenate în prezent. Cel mai mare dintre lacuri, aflat la con-

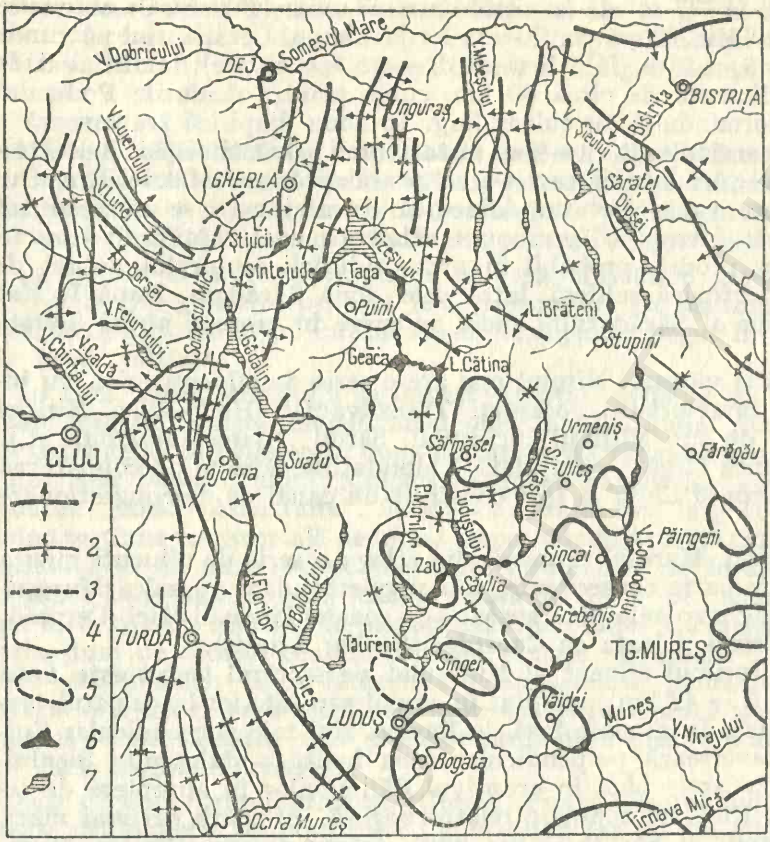


Fig. 108. Repartiţia bazinelor lacustre din Cîmpia Transilvaniei în raport cu structurile tectonice (după A. Vancea, M. Ilie, Gr. Răileanu) (192).

1. anticlinale; 2. sinclinale; 3. falii; 4. domuri; 5. domuri de profunzime; 6. bazine cu lacuri existente sau pe cale de colmatare; 7. bazine lacustre colmatate drenate.

fluenţa Grebenişului cu Comlodul, a existat încă la începutul secolului. Ultimele dintre aceste lacuri, după Al. Săndulache, au fost cele de la Iclănzel şi de la Căpuşul de Cîmpie. În prezent există un singur lac mai mare în bazin şi aceasta de alunecare: Pogăceaua, cu o suprafaţă de 3,36 ha, adîncime de 2,2 m şi volum de 36 800 m³ (208).

În valea Luduşului au existat, de asemenea, 8 lacuri mai mari dintre care s-au menţinut doar patru.

TABELUL 62

Elementele morfometrice ale lacurilor din bazinul Luduşului
(după I. Buta)

Lacul	Bujor I.	Bujor II.	Zăul de Cîmpie	Tăurenii
Suprafaţa (ha)	25,2	15,9	117,0	64,6
Lungimea (km)	1,7	1,13	3,39	2,13
Adîncimea max. (m)	2,1	1,25	2,82	1,84
Adîncimea med. (m)	0,69	0,49	1,86	1,49
Volum (mii m cubi)	165,4	96,0	2187,6	964,0

Ele sînt întreținute artificial, însă la geneza lor au contribuit trei domuri: cele de la Sărmășel, Zăul-Tăureni și Sînger. Cel mai extins și totodată și cel mai frumos dintre ele este lacul Zăul de Cîmpie. Volumul lor total de aproape 3,5 mil. m³ asigură o regularizare destul de puternică a regimului Ludușului.

Bilanțul hidrologic zonal al lacurilor este deficitar (evaporație circa 700 mm, precipitații 540 mm), însă se completează prin scurgerea afluenților, ele menținîndu-se cu caracter permanent. Calitatea apelor lor este bună, carbonatată, dar cu mineralizare ridicată (1 000 — 1 500 mg/l).

Calitatea apelor freatice din bazinele afluenților de cîmpie este foarte variabilă, în majoritate fiind sulfatate sau carbonatate cu mineralizare înaltă și duritate deosebit de mare. Din acest motiv aproape toate localitățile suferă din cauza lipsei de apă. Această situație se repetă și în nordul Cîmpiei Someșene. Pentru soluționarea radicală a lipsei apei de băut și acoperirea necesităților locale, considerăm, că există o singură soluție eficientă și anume: crearea unor conducte magistrale de apă de cumpănă între bazinele Someșului și Mureșului, care să transporte din direcția Călimanilor și Gilăului cantități de apă importante pentru această regiune agricolă. Problema merită studii hidrotehnice și hidroeconomice de amploare. (fig. 109)

Arieșul, cel mai mare afluent de pe dreapta al Mureșului, ($S = 2\,970$ km²; $L = 164$ km) contribuie prin debitul său cu mai mult de jumătate (47 m³/s + + 26 m³/s = 73 m³/s) la creșterea apelor colectorului principal.

Rîul își culege izvoarele de pe versantul nord-estic al masivului Cucurbăta (1849 m), de la altitudinea de 1195 m, cam cu circa 8 km în amonte de cătunul Galbena. În cursul său Arieșul străbate regiuni cu formațiuni litologice diferite—șisturi cristaline, granite și calcare. În valea sa epigene-

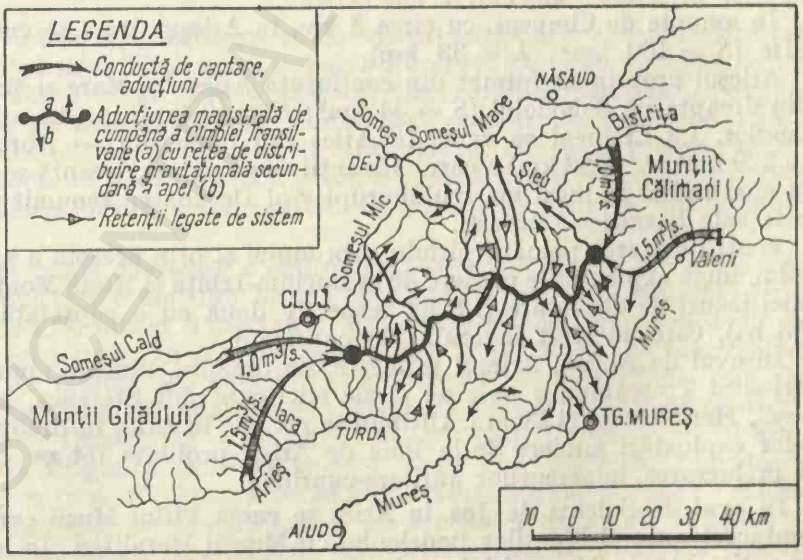


Fig. 109. Schița principală a conductei magistrale de cumpănă pentru alimentarea cu apă a Cîmpiei Transilvaniei (I. Ujvári).

tică se pot întîlni însă şi porţiuni cu fliş cretecic, străbătute de roci eruptive neogene (andezitice). Prin eroziunea diferenţială rîul a modelat în valea sa o serie de depresiuni tectono-erozive şi defilee impunătoare. La marginea estică a masivului muntos, rîul pătrunde în Depresiunea Transilvaniei, în dreptul localităţii Cornești. Arieşul avînd direcţia de curgere opusă Mureşului, la Cîmpia Turzii face o cotitură bruscă spre sud şi se varsă în Mureş lîngă Luncani, la Gura Arieşului.

Arieşul poate fi divizat în trei sectoare caracteristice: Arieşul superior — denumit Arieşul Mare, pînă la Cîmpeni, Arieşul mijlociu pînă la Cornești şi Arieşul inferior (de podiş) pînă la vărsare.

Arieşul Mare îşi colectează afluenţii aproape dendriform din Podişul Scărişoarei străjuit de Masivul Cucurbăta spre vest şi de Platoul calcaros al Padişului în nord. Primul său afluent din stînga — Cobleşul ($S = 28$ km^2; $L = 8$ km) şi cel de al doilea — Gîrda Seacă ($S = 75$ km^2; $L = 15$ km) drenează apele carstice care vin din abundenţă din direcţia podişul calcaros al Padişului, limitele bazinului nefiind încă precizate. Faptul însă este marcat prin scurgerea deosebit de bogată înregistrată la postul hidrometric de la Scărişoara. Afluenţii săi din dreapta — Bucura, Ghizghiţu şi Neagra ($S = 52$ km^2; $L = 12$ km) au scurgere mai redusă.

În bazinul Gîrda — Ordîncuşa, constituit aproape exclusiv din formaţiuni calcaroase, sînt localizate 25 de peşteri, dintre care cea mai renumită este peştera Gheţarul de la Scărişoara care adăposteşte cele mai frumoase formaţiuni de gheaţă din Europa Centrală. Studiile întreprinse de D. Coman, A. Şerban şi I. Viehman au dovedit că stratul de gheaţă gros de peste 15 m are o vechime de circa 5 000 de ani.

Panta medie a Arieşului Mare pînă la Scărişoara este de 13 m/km, iar de aici şi pînă la Cîmpeni scade la 7 m/km. Pantele afluenţilor însă sînt mult mai mari (30—35 m/km), ele putînd fi folosite pentru alimentări cu apă şi eventuale amenajeri energetice.

În amonte de Cîmpeni, cu circa 5 km, în Arieşul Mare se varsă *Arieşul Mic* ($S = 160$ km^2; $L = 33$ km).

Arieşul propriu-zis format din confluenţa Arieşului Mare şi Mic primeşte din dreapta pe Sohodolul ($S = 44$ km^2; $L = 10$ km), iar din stînga Valea Caselor. La Cîmpeni se varsă în Arieş rîul minierilor — Abrudul ($S = 229$ km^2; $L = 22$ km) a cărui afluenţii de pe partea dreaptă se desfăşoară în mod radiar în jurul masivului eruptiv al Detunatei, renumit prin coloanele sale bazaltice pitoreşti.

Pentru evitarea poluării pîrîului Abrudului şi prin aceasta a apelor Arieşului, lîngă exploatările miniere de la Bucium-Izbiţa şi Roşia Montană există mici iazuri de decantare (1,8 ha respectiv două cu o suprafaţă totală de 0,3 ha), care au efect favorabil de purificare.

În aval de Abrud, Arieşul primeşte din dreapta, dinspre munţii Metaliferi şi ai Trascăului, o serie de pîraie mici cum sînt Stefanca, Muşcanilor, Şeşei, Hermăneasa şi Cioara. Ultimul se revarsă în Arieş în dreptul renumitelor exploatări miniere de la Baia de Arieş, profilate tot pe exploatarea şi prelucrarea minereurilor aurifere-cuprifere.

În aval, la Sălciua de Jos, în Arieş se varsă Pîrîul Huzii care curge la contactul estic al Munţilor Bedeleului cu Munţii Metaliferi. În lungul său, pe o distanţă de 2 km, pîrîul străbate peştera Huda lui Papară, interesantă pentru acumulările mari de guano şi circulaţia interioară specifică a serului

care a determinat formarea stalagtitelor anemolite unice ca dimensiuni în țara noastră. Tot de pe versantul nordic al Bedeleului soseşte şi ultimul afluent montan din dreapta: Remetea ($S = 44$ km²; $L = 16$ km), care după ce a traversat partea nordică a depresiunii Trăscăului se varsă în Arieş la Buru. Restul micilor afluenţi, Vălenii, Plăieştii şi Bădenii sînt cursuri mici piemontane venite din depresiunea Cîmpia Turzii.

În aval de confluenţa cu pîrîul Abrudului, Arieşul are o puternică asimetrie din stînga: afluenţii săi din această parte drenează flancul sud-estic al masivelor Bihor şi Muntele Mare: aceştia sînt Bistra ($S = 44$ km²; $L = 16$ km), Bistrişoara, Valea Mare ($S = 70$ km²; $L = 19$ km), Dobra, Caselor, Lupşa, Sălciuţa, Poşaga ($S = 112$ km²; $L = 22$ km), Ocolişul ($S = 67$ km²; $L = 14$ km), Ocolişel ($S = 67$ km²; $L = 23$ km) Iara ($S = 390$ km²; $L = 51$ km) şi Hăşdatele ($S = 215$ km²; $L = 31$ km). Ultimul traversează renumitele chei ale Turzii. Restul afluenţilor — mici ca dimensiuni — sosesc dinspre culmea Feleacului (Valea Turenilor), respectiv dinspre zona diapirică a bordurii Cîmpiei Transilvane ca: Valea Florilor ($S = 60$ km²) şi Valea Largă ($S = 132$ km²; $L = 22$ km).

Iara, izvorăşte de pe flancul estic al Muntelui Mare, de la altitudinea de 1775 m. Încă de la obîrşie îşi sculptează în şisturile cristaline o vale adîncă, urmînd direcţia generală N—E pînă la comuna Valea Ierii. În sectorul superior, utilizat şi pentru plutărit, panta medie a cursului este de 40 m/km, iar în depresiunea între 2 şi 5 m/km. Înainte de vărsare Iara şi-a tăiat în şisturi cristaline şi diabaze frumoase chei în care căderile ajung din nou pînă la 10 m/km.

Apele Arieşului sînt folosite intens de întreprinderile industriale din această regiune, în consumul populaţiei şi în agricultură.

■

Mureşul în aval de confluenţa sa cu Arieşul curge prin zona cutelor marginale ale Podişului Tîrnavelor, în parte diapirice. La Ocna Mureşului trece peste un sîmbure de sare, care a străpuns chiar şi terasa holocenă. În exploatările vechi ale acestui sîmbure salifer, s-au format trei lacuri de ocnă a căror ape sînt folosite în procesul de fabricaţie la Uzinele de produse sodice. Apele evacuate de această uzină precum şi apele freatice salinizate contribue la creşterea bruscă a conţinutului în clorură de natriu al apelor Mureşului.

La limita ramei deluroase a Podişului Cecalaca—Lopadea şi a Piemontul Arieşului, rîul face o cotitură bruscă spre sud curgînd prin zona periferică piemontană a Munţilor Trascăului, lărgindu-şi şi mai mult culoarul său spre Aiud-Alba Iulia. În acest culoar, pantele Mureşului rămîn neschimbate (în jur de 0,5 m/km) deşi cursul său se abate mereu spre stînga, mai ales sub influenţa sedimentelor aduse de numeroasele pîraie primite de pe dreapta, cum sînt: Grindul ($S = 40$ km²; $L = 15$ km), Unirea ($S = 79$ km²; $L = 14$ km) Ciugudiu ($S = 33$ km²; $L = 13$ km), Mirislău, Lopadea şi Aiudul de Sus ($S = 176$ km²; $L = 26$ km), izvorît din Depresiunea Trascăului din aceeaşi vale cu Remetea. Din apele freatice cantonate în lunca sa se alimentează oraşul Aiud. Cheile sale pitoreşti de la Vălişoara deschid spre vest seria defileelor tăiate în creasta calcaroasă a Trascăului. Înspre aval şi alte rîuri îşi mai făuresc chei pitoreşti pe această cale (în total 18,

după I.P. Argeşel) dintre care cele mai renumite sînt în Valea Stremţului (S = = 229 km²; L = 48 km) Cheile Rîmeţului, în Valea Galda (S = 321 km²; L = 34 km) Cheile Întregalde etc. Între ele se formează în aval de bara calcaroasă, Deniaţa un mic pîrîu piemontan (S = 22 km²; L = 8 km).

Din stînga, în aval de Arieş, sosesc în Mureş numai cîteva pîraie de cîmpie, cum sînt: Şomoghi (S = 161 km²; L = 23 km), Ciunga, Pusta Băgău (S = 72 km²; L = 13 km) şi Rîtu, precum şi afluentul cel mai mare ca bazin de recepţie — Tîrnava.

Tîrnava sau Tîrnavele după cum li se mai spune (S = 6157 km²; L = = 249 km), drenează în mare parte sudul Podişului Transilvaniei şi anume Podişul Tîrnavelor. Rîul se formează de fapt la Blaj din confluenţa a două sisteme mari, cu caracteristici hidrologice de podiş: Tîrnava Mare (S = = 3606 km²; L = 221 km) şi Tîrnava Mică (S = 2049 km²; L = 191 km).

Tîrnava Mare îşi are izvoarele pe pantele vestice ale masivului vulcanic Harghita Sumuleului, la o altitudine de 1 441 m. Cursul său superior se dezvoltă în roci andezitice, în condiţiile umidităţii abundente. Piroclastitele andezitice prezintă un mediu foarte favorabil acumulării apelor freatice, care alimentează abundent sectorul său superior. Spre aval pătrunde în platoul vulcanic din Depresiunea Vîrşagului, constituit în bază din sedimente neogene. Aici îşi culege primii afluenţi montani, mici ca dimensiuni, ce vin dinspre Sumuleu: Tarlodul, Creanga Mică din dreapta şi Vîrşagul cu Fîntîna Mare din stînga (S = 112 km²; L = 16 km). Platoul aflat la o altitudine de circa 1 000 m, are aspect deluros cu arii mlăştinoase şi fîneţe extinse, iar rîurile au pante relativ mici. Înainte de a părăsi depresiunea prin porţile dintre Dealul Simon şi Munţii Corundului, rîul primeşte dinspre Harghita încă un afluent Şicasăul (S = 153 km²; L = 22 km).

În aval de Dealul Simonului se deschide deja perspectiva monotonă a văii cu aspect de culoar. Dacă pînă la Odorhei pantele rîului sînt încă destul de mari (3—5 m/km), în aval ele scad treptat la valori obişnuite (0,4—0,6 m/km) întîlnite şi în cazul Mureşului în sectorul de podiş. Pe sectorul Odorheiului rîul traversează perpendicular zona diapirică estică, fiind alimentat şi de izvoare clorurate cum sînt cele de la Sărata — Odorhei. Alte izvoare minerale sînt de natură carbogazoasă (calcice, bicarbonatate) cum sînt cele de la Seiche.

În aval de Odorhei, Tîrnava Mare ocoleşte masivul Rezului, constituit din depozite miocen-pliocene cu o cuvertură de piroclastite andezitice şi primeşte din direcţia nordică un alt afluent circumscris: Feernic (S = = 190 km²; L = 33 km), sosit tot din eruptiv. Aici se termină de fapt sectorul piemontan al rîului. Dintre afluenţii de pe stînga pe acest sector merită să amintim pîraiele Ivo, Deşag, Brădeşti (S = 75 km²; L = = 17 km) şi Hodoşul, în general de dimensiuni mici.

În sectorul de podiş, valea Tîrnavei Mari se lărgeşte tot mai mult şi sistemul ei devine puternic asimetric spre stînga. Mai primeşte încă cîţiva afluenţi dinspre zona piemontană, cum sînt: Geoagiul (S = 89 km²; L = = 21 km) din dreapta şi Archita (S = 135 km²; L = 19 km) din stînga, după care domină în mod evident afluenţii din stînga: Cărbunarilor, Naghiroc, Sapartoc, Dracului, pîraiele Sighişoarei: Vîlcandorf şi Saeşul (S = 122 km²; L = 32 km), Beşa, Laslea (S = 111 km²; L = 21 km), Valchidul, Biertal, Nemşa, Vorumlocul şi Vişa.

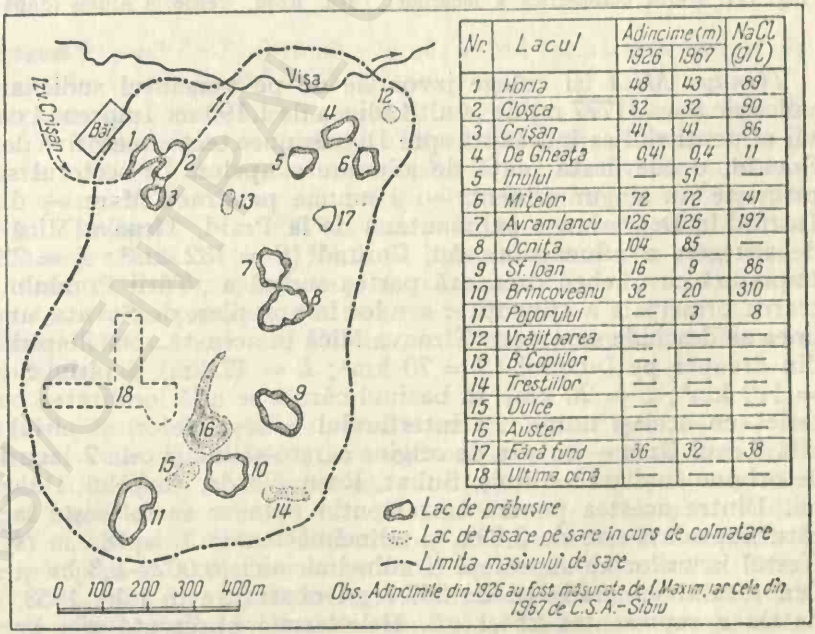
Vişa este cel mai mare afluent al Tîrnavei Mari ($S = 555$ km²; $L = 42$ km). Se presupune de I. Rodeanu (1926) că prin valea sa, începînd de la Copşa Mică, a fost drenată în pleistocen Tîrnava Mare spre Depresiunea Sibiului, iar cursul inferior al Cibinului ar fi găzduit apele tîrnăvene. Într-adevăr, valea sa neobişnuit de largă seamănă mai mult cu culoarul Tîrnavei Mari, decît cu afluenţii săi obişnuiţi, iar terasele fluviatile mai vechi, au o cădere spre Ocna Sibiului. În zona de obîrşie a Vişei actuale trece una dintre cutele anticlinale marginale cele mai mari, care ar justifica în bună parte întreruperea cursului de apă.

În acest punct se află renumitele băi de la Ocna Sibiului, unde în prezent se menţin încă 12 lacuri de ocnă prăbuşită şi alte 5 lacuri de tasare pe sare pe depozitele care acoperă masivul de sare.Efectul terapeutic al lacurilor a fost cunoscut încă din secolul al XVI-lea, dar amenajările băii încep abia după 1844. Sînt deosebit de frecvente lacurile cu heliotermie (Mîţelor 36—40°C, Fără Fund 30—35°C, Cloşca 25—30°C). Trei dintre lacurile principale (Horia, Cloşca, Crişan) au scurgere spre Vişa, ele fiind alimentate de izvorul dulce Crişan (v. fig. 110).

Staţiunea este dotată cu aparatură fizio-terapeutică modernă, care este folosită anual de circa 850 de bolnavi (reumatism, ginecologie).

În aval de Vişa, afluenţii din stînga ai Tîrnavei Mari sosesc dinspre Podişul Secaşelor, de origine piemontană, cutat destul de puternic prin diapirism. Între aceştia se enumără: Şeica, Şoroştin, Ţapu, Cenada şi Spătacul.

Pe tot sectorul de podiş, singurul afluent mai important, autohton, din dreapta al Tîrnavei Mari este pîrîul Elişeni ($S = 84$ km²; $L = 13$ km), restul avînd caracterul văilor torenţiale (Rogoz, Morii, Fîntîna Vetului, Smegul, Curciul, Păucea, Chesler şi V. Lungă).


Vişa
Izv. Crişan
Băi
0 100 200 300 400m
Lac de prăbuşire
Lac de tasare pe sare în curs de colmatare
Limita masivului de sare
Obs. Adîncimile din 1926 au fost măsurate de I. Maxim, iar cele din 1967 de C.S.A.-Sibiu

Nr.	Lacul	Adîncime (m) 1926	Adîncime (m) 1967	NaCl (g/l)
1	Horia	48	43	89
2	Cloşca	32	32	90
3	Crişan	41	41	86
4	De Gheaţa	0,41	0,4	11
5	Inului	—	51	—
6	Mîţelor	72	72	41
7	Avramlancu	126	126	197
8	Ocniţa	104	85	—
9	Sf. Ioan	16	9	86
10	Brîncoveanu	32	20	310
11	Poporului	—	3	8
12	Vrăjitoarea	—	—	—
13	B. Copiilor	—	—	—
14	Trestiilor	—	—	—
15	Dulce	—	—	—
16	Auster	—	—	—
17	Fără fund	36	32	38
18	Ultima ocnă	—	—	—

Fig. 110. Situaţia actuală a lacurilor de la Ocna Sibiu (după Al. Bobeica).

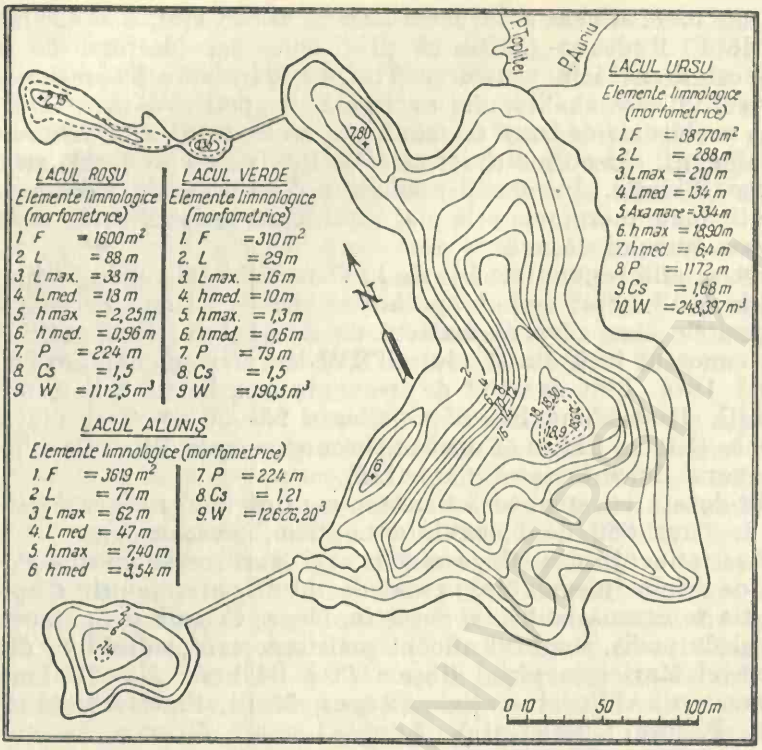

P. Tapilei
P. Aluniș
LACUL URSU
Elemente limnologice (morfometrice)
1 F = 38770 m²
2 L = 288 m
3 L max = 210 m
4 L med = 134 m
5 Axa mare = 334 m
6 h max = 18,90 m
7 h med = 6,4 m
8 P = 1172 m
9 Cs = 1,68 m
10 W = 248397 m³
LACUL ROȘU
Elemente limnologice (morfometrice)
1 F = 1600 m²
2 L = 88 m
3 L max. = 38 m
4 L med. = 18 m
5 h max = 2,25 m
6 h med. = 0,96 m
7 P = 224 m
8 Cs = 1,5
9 W = 1112,5 m³
LACUL VERDE
Elemente limnologice (morfometrice)
1 F = 310 m²
2 L = 29 m
3 L max. = 16 m
4 h med. = 10 m
5 h max. = 1,3 m
6 h med. = 0,6 m
7 P = 79 m
8 Cs = 1,5
9 W = 190,5 m³
LACUL ALUNIȘ
Elemente limnologice (morfometrice)
1 F = 3619 m²
2 L = 77 m
3 L max = 62 m
4 L med = 47 m
5 h max = 7,40 m
6 h med = 3,54 m
7 P = 224 m
8 Cs = 1,21
9 W = 12626,20 m³
0 10 50 100 m

Fig. 111. Harta batimetrică a lacurilor: Ursu, Roşu, Verde şi Aluniş (după I. Pişota).

Tîrnava Mică îşi culege izvoarele de pe versantul sudic al masivului vulcanic Saca (1777 m) de la altitudinea de 1 190 m. Împreună cu numeroşii săi afluenţi rîul se îndreaptă spre Depresiunea tectono-erozivă de la Praid — Sovata, o adevărată piaţă de adunare a apelor. În sectorul său montan primeşte un singur afluent — şi anume pe Craca Mare — din dreapta. Intrînd în Depresiunea submontană de la Praid, Tîrnava Mică ia direcţia de scurgere a afluentului său, Corund ($S = 132$ km²; $L = 22$ km) care împreună cu Chebed drenează partea sudică a „Ţării Praidului". Concentrarea principală a afluenţilor are loc în apropiere de Sovata, unde depresiunea se deschide spre vest. Tîrnava Mică în această zonă diapirică primeşte din dreapta pe Iuhodul ($S = 70$ km²; $L = 17$ km) şi pîrîul Sovata ($S = 119$ km²; $L = 20$ km), în bazinul căruia se află localitatea balneoclimaterică cu acelaşi nume. Pe interfluviul Sebeş (Maior) şi pîrîul Sovata se află Lacul Ursu — Sovata de origine carsto-salină şi cele 7 lacuri mai mici de origine similară: Aluniş, Suhat, Roşu, Verde, Şarpelui, Dulce şi Berţului. Dintre acestea pentru tratamentul balnear se foloseşte lacul Ursu a cărui suprafaţă este de 3,8 ha şi adîncime maximă de 18,9 m (v. fig. 111). Restul lacurilor au suprafeţe şi adîncimi mici (0,002—0,3 ha şi 1—7,4 m). Din totalul mineralizării de 257,7 g/l observate în iulie 1953, clorura de natriu a reprezentat 254,1 g/l. Heliotermia observată aici i-a dat faima lacului. Totodată apa scursă prin emisarul lacului şi numeroasele izvoare

puternic clorurate îi imprimă şi apelor Tîrnavei Mici, pînă la vărsare, caracterul clorurat.

În sectorul dealurilor piemontane, pînă la Sîngeorgiu de Pădure, Tîrnava Mică are un curs rectiliniu, iar valea este relativ îngustă şi cu pante longitudinale destul de mari, în jur de 3—5 m/km. Pe acest sector nu are afluenţi din dreapta; în aval de Sîngeorgiu primeşte pe Ghegheşul ($S = 55$ km²; $L = 17$ km), iar mai departe pînă la vărsare valea sa devine tipic subsecventă cu afluenţi numai din stînga. Malul drept este străjuit de cueste înalte pe o distanţă de peste 80 km, iar panta medie a rîului, pe acest sector, scade la circa 0,7 m/km.

Şirul afluenţilor de podiş din stînga ai Tîrnavei Mici începe cu Solocma izvorît de sub culmea Şiclodului, Ceia şi Cuşmedul cu obîrşia în vecinătatea Solocmăi ($S = 151$ km²; $L = 25$ km) şi se continuă în aval de Sîngeorgiu de Pădure cu Roua, Cibu, Nadeş, Agrişteu, Domald, Seleuş, Sîntioana, Idici, Hărănglab, Bede, Sărata, Adămuş, Balta, în valea căreia se află renumitele băi de la Bazna, cu ape fosile iodurate, clorurate, bromurate, apoi urmează Spinoasa, Grabenul şi Rorul. Suprafeţele bazinale ale acestor pîraie cu scurgere semipermanentă variază între 14 şi 62 km² şi au lungimi pînă la 17 km. Numai Cundul ($S = 83$ km²; $L = 17$ km) şi Balta ($S = 138$ km²; $L = 19$ km) depăşesc normele amintite. Formaţiunile de domuri influenţează formarea văilor şi pîraiele care prin eroziunea lor în adîncime dau la iveală ape sărate, fosile, deocamdată puţin cunoscute.

Înainte de unirea cu Tîrnava Mare, Tîrnava Mică traversează depozitele sarmaţiene mai cimentate, cutate anticlinal, în care rîul şi-a modelat o vale îngustă, cu pante mai mari, cunoscută sub numele de „Clisura Blajului". În schimb în amonte de satul Biia pantele rîului abia ajung la 0,1—0,5 m/km, iar cursul său puternic meandrat trece prin mica depresiune a Jidvei.

Valea Tîrnavei în aval de Blaj rămîne largă, avînd forma unui culoar de eroziune, cu pante în jur de 0,5—0,7 m/km.

Malul stîng aparţine Podişului Secaşelor, frămîntat de cute marginale şi diapirism. În Valea Tiurului (primul afluent din stînga) apar chiar şi masive de sare, care dau naştere la izvoare sărate, iar în microdepresiunea „La Lăcuta" apar şi vulcani noroioşi. Principalul afluent de pe acest sector rămîne Secaşul Tîrnăvean ($S = 356$ km²; $L = 37$ km), care repetă în mare subsecvenţa observată la Tîrnava Mică: îi lipsesc aproape cu desăvîrşire afluenţii din dreapta. Cei din stînga se grefează pe flancul nord-estic al unui anticlinal vast cu axa paralelă cu direcţia văii.

După primirea încă a unui mic afluent din dreapta (Dunăriţa) Tîrnava se varsă în Mureş la Mihalţ.

De la vărsarea Tîrnavei şi pînă la sfîrşitul sectorului mijlociu, Mureşului îi mai rămîn de parcurs abia 25 km. În cuprinsul acestei porţiuni rîul intră în Depresiunea Alba Iulia unde valea sa se lărgeşte mult şi primeşte doi afluenţi importanţi: unul dinspre Munţii Trascăului — Galda şi altul din Munţii Metaliferi, Ampoiul ($S = 576$ km²; $L = 60$ km). Ultimul pătrunde cu izvoarele sale pînă în apropierea Abrudului, la poalele dealurilor Dosu (1040 m) şi Petriceaua (1144 m). Traversează în cursul său regiunea minieră de la Zlatna şi primeşte afluenţi mai de seamă din stînga, din direcţia ultimelor prelungiri ale culmilor calcaroase ale Trascăului. Astfel, după primirea

Feneşului şi Ampoiţei, în Ampoi se varsă pîrîul Ighiului, care în zona izvoarelor şi-a săpat chei prin calcare tithonice. Tot aici se află şi frumosul lac carstic al Ighielului. Apele Ampoiului sînt folosite printr-o captare pentru alimentarea cu apă a oraşului Alba Iulia.

Culoarul Mureşului inferior. În aval de Alba Iulia, Mureşul pătrunde în culoarul larg tectonic dintre Carpaţii Meridionali (Munţii Sebeş-Şurian) — Poiana Ruscăi la sud şi Munţii Apuseni (Metaliferi, Zarand) la nord.

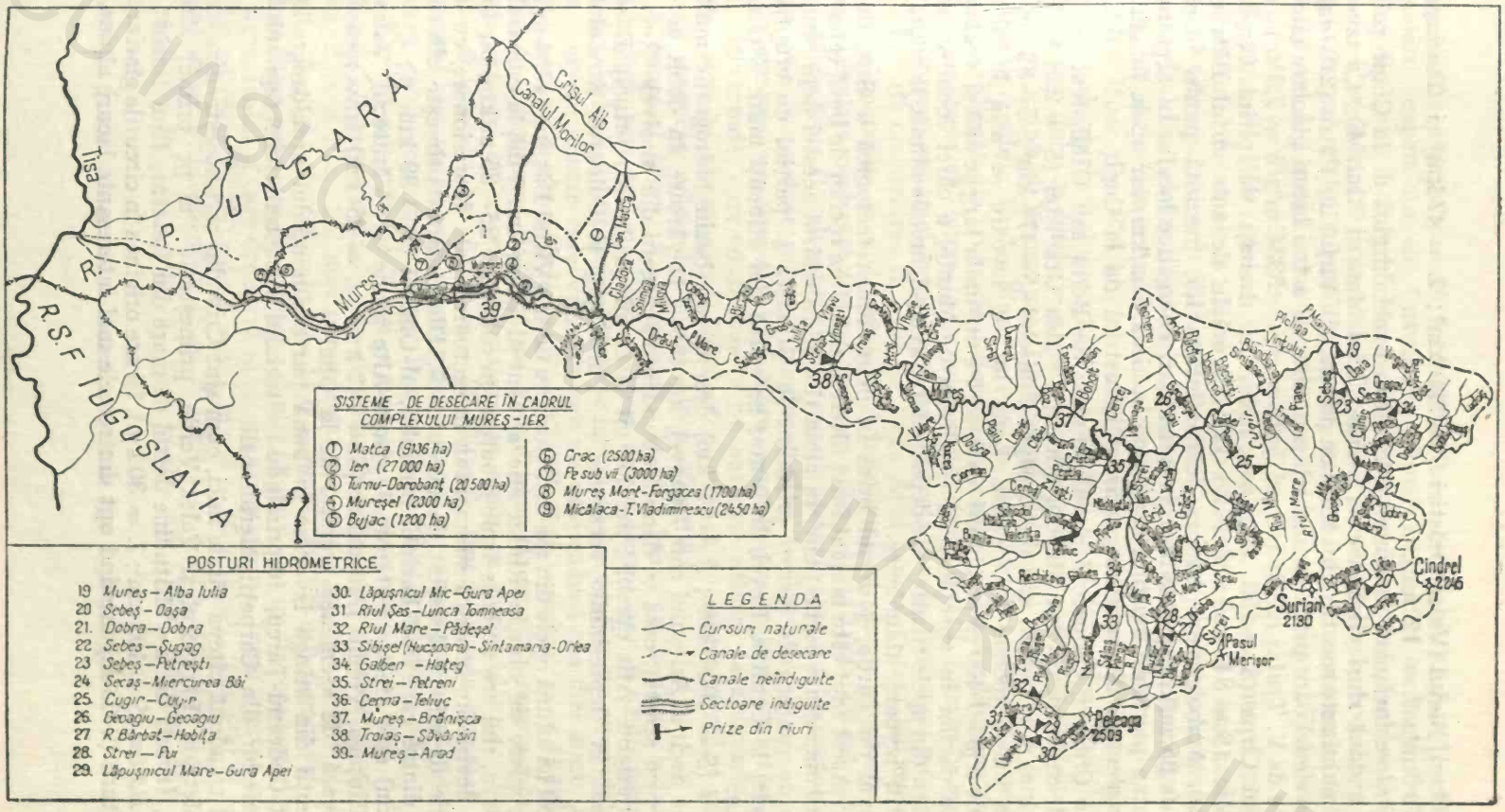
În lungul culoarului întîlnim mai multe strangulări, defilee epigenetice sau antecedente, între care se înşiră o serie de bazinete, barate mai ales de formaţiuni eruptive neogene. Cele mai mari sînt: Depresiunea Deva — Simeria, bazinele Ilia, Căpruţei şi cel al Odvoşului. Panta Mureşului în acest sector este uniformă şi destul de redusă (0,3—0,5 m/km) ca şi pe sectorul mijlociu. Sedimentele din albie au contraste mari: afluenţii montani aduc petriş de dimensiuni mari (circa 5—7 cm) cu care este căptuşită în bună parte albia pînă la Radna, iar aluviunile autohtone, cu dimensiuni medii de 1—3 mm, sînt transportate cu uşurinţă. Avînd în vedere ponderea mare a aluviunilor grosiere aduse de afluenţi, pe care Mureşul nu le poate transporta decît la apele mari, albia sa, în bună parte, este deosebit de stabilă. Mobilitatea mai mare în cadrul albiei se observă numai la formele de fund, constituite din nisipuri autohtone. Pe tot parcursul sectorului sedimentele sînt deosebit de preţioase pentru construcţii şi sînt folosite din plin la Simeria Veche, Ilia, Soimuş, etc.

În lungul culoarului, Mureşul primeşte afluenţi importanţi numai dinspre Carpaţii Meridionali, cei din dreapta cu excepţia Geoagiului fiind scurţi şi cu bazine hidrografice mici.

În aval de Alba Iulia, Mureşul primeşte pe *Sebeş*, rîu tipic de munte ($S = 1289$ km²; $L = 93$ km), cu izvoarele în zona alpină. Acesta îşi are origina prin valea Frumoasei, în culoarul longitudinal mărginit în sud de masivul Ştefleşti (2244 m), iar în nord de Cîndrelul (2244 m). După confluenţa cu micul său afluent de pe partea stîngă — Tărtărăul, prin care pătrunde în Valea Sebeşului şi drumul alpin dinspre Novaci (Gilort), rîul se îndreaptă direct spre nord, făcînd o serie de cotituri impuse de tectonică şi eroziune diferenţială în rocile cristaline care domină în bazinul său. Primeşte cîţiva afluenţi mai dezvoltaţi din dreapta, cum sînt: Cibanul, Bistra, Dobra cu Şugagul ($S = 90$ km²; $L = 21$ km), după care Sebeşul iese din munţi în zona largă a Dealurilor Secaşelor, fragmentate adînc de el şi de afluenţii din stînga ai Secaşului ($S = 560$ km²; $L = 42$ km). Podişul Secaşului este afectat şi el de cutele marginale şi de diapirism, iar în unele locuri apar din rocile miocene şi izvoare sărate, cum este cazul de exemplu la Miercurea-Băi.

Sebeşul are pante longitudinale mari, în medie 18 m/km; în amonte de Poarta Şugagului acestea ajung încă la 29 m/km. Ca şi pentru celelalte rîuri sînt prevăzute pe Sebeş amenajări hidroenergetice, deşi debitul său la vărsare (8,6 m³) şi scurgerea medie (210 mm/an) nu sînt prea mari.

Dinspre Munţii Şurianului, Mureşul mai primeşte o serie de cursuri de apă cu căderi mari, dar cu debite relativ mici, cum sînt Pianul ($S = 133$ km²; $L = 31$ km), Cioara ($S = 50$ km²; $L = 15$ km), Cugirul ($S = 354$ km²; $L = 54$ km), Vaidei ($S = 28$ km²; $L = 12$ km), Romoşul ($S = 72$ km²;


Tisa
R.
UNGARĂ
R.S.F IUGOSLAVIA
Mureș
Crișul Alb
Canalul Morilor
Ier
Bârzava
Sistemul

$L = 23$ km), Beriul (Valea Orăştiei $S = 399$ km^2; $L = 47$ km) şi Turdaşul ($S = 70$ km^2; $L = 12$ km).

Cugirul se formează în amonte de cetatea metalurgică de la Cugir prin unirea a două rîuri vijelioase de munte: Rîul Mare şi Rîul Mic. Ca izvor al sistemului este socotit Rîul Mare cu obîrşia sub Vîrful lui Pătru (2193 m). În zona de izvoare primeşte din stînga emisarele a trei lacuri glaciare mici, studiate de V. Trufaş (235): Iezerul Şurianu ($S = 5334$ m^2; $h = 7{,}3$ m) cu Iezeraşul Cîrpa ($S = 156$ m^2; $h = 1{,}65$ m), drenaţi de pîrîul Cîrpei. Rîul Mic ($S = 84$ km^2; $L = 26$ km) izvorăşte de sub vîrful Bătrîna (1794 m). Ambele rîuri, înainte de confluenţa lor, prezintă pante mari, în jur de 35 m/km, pretîndu-se la amenajări energetice locale. În sectorul piemontan pantele Cugirului scad pînă la circa 6 m/km, iar apele lui sînt folosite pentru alimentarea centrului industrial de la Cugir.

Valea Orăştiei, cunoscută şi sub numele de Beriu sau Grădiştea, ca şi Cugirul, se formează tot din doi afluenţi: valea Grădiştei ($S = 228$ km^2; $L = 43$ km) şi afluentul său din dreapta Sibişelul ($S = 171$ km^2; $L = 32$ km), care se unesc tocmai la Orăştie. Zona lor de izvoare se află la altitudini de 800—1 400 m pe plaiuri extinse. Pe un umăr larg se află şi vechea cetate a dacilor în apropiere de Grădiştea de Munte, a cărei locuitori se alimentau din apele freatice ale depozitelor eluvial-deluviale ajunse la suprafaţă prin izvoare abundente.

În aval de Turda, Mureşul intră în depresiunea tectonică a Streiului inferior. Acest fapt este marcat între altele şi de ivirea rocilor de bază (gresii şi chiar concreţiuni sarmaţiene) în albia rîului. În cadrul acestei depresiuni închise de pintene de şisturi cristaline la Brănişca şi parţial de eruptiv (bazaltele) la Cetatea Devei, în Mureş se varsă doi afluenţi mari: Streiul şi Cerna.

Streiul ($S = 1926$ km^2; $L = 92$ km) deşi are un bazin hidrografic mult mai mic decît al Arieşului sau Tîrnavei, are totuşi la vărsare un debit asemănător cu aceştia, ceea ce denotă abundenţa scurgerii din masivele Retezat şi Şurianu. Atît cursul Streiului, cît şi al afluenţilor săi principali se adaptează la depresiunile tectonice — Pui-Haţeg şi Culoarul Streiului inferior.

Streiul îşi adună apele din masivul Şurianu de sub Vîrful Bătrîna (1794 m), din apropiere de obîrşia Rîului Mic afluent al Cugirului. Pînă la culoarul de la Baru, rîul are un curs tipic montan, cu căderi de 25—35 m/km, iar în aval el devine un colector submontan în sectoarele sale depresionare, cu o asimetrie de stînga deosebit de accentuată. Din dreapta primeşte cîteva pîraie, dintre care însă bazinul primului, al Ohabăi ($S = 39$ km. p; $L = 15$ km) este afectat puternic de carst. Alte pîraie ca: Vărătecul, Valea Mare, Gînţaga, Voinii, Luncanilor ($S = 142$ km^2; $L = 25$ km) traversează şi drenează, de asemenea, carstul de la Ohaba.

Afluenţii din stînga izvorăsc în bună parte din nordul orohidrografic Retezat-Godeanu-Ţarcu, imprimîndu-i Streiului caracteristicile regimului alpin inferior din Carpaţii Meridionali.

După ce adună cîteva pîraie mici, cum sînt Crivadia care soseşte dinspre pasul Merişor, Băruşorul şi Valea Verde, primeşte la Pui pe primul său afluent, izvorît de la o altitudine destul de mare din Retezat, Rîul Bărbat.

Rîul Bărbat ($S = 102$ km^2; $L = 30$ km), îşi are originea în circurile glaciare ale Custurii (2463 m) drenînd opt dintre cele mai interesante lacuri alpine.

Şase dintre acestea se află tocmai la izvoarele Rîului Bărbat în căldările glaciare suspendate ale Custurii şi Ciumfului, avînd aceleaşi denumiri (Tăurile Custurii, Ciumful Mare, Ciumful Mic). Pe pragul glaciar al circului Custurii se formează frumoasa cascadă a Ciumfului după care, dinspre căldările de sub vîrful Păpuşii (2502 m), Rîul Bărbat primeşte emisarii lacurilor Tăului Adînc şi Tăului Ţapului, iar mai în aval emisarul Tăurilor Ciumfului Mic (v. fig. 120, de la p. 373).

În aval de Rîul Bărbat, din zona subalpină, sosesc Ruşorul şi Şerelul şi încă un afluent alpin: Rîul Alb ($S = 48$ km^2; $L = 21$ km) izvorît din Tăul Văsielului de sub Vîrful Mare (2456 m). După acesta urmează încă două pîraie subalpine: Paroşul şi Sălaşul şi afluentul său principal, care-i imprimă majoritatea caracteristicilor de regim: Rîul Mare.

Rîul Mare ($S = 836$ km^2; $L = 65{,}8$ km) se formează la Gura Apei din unirea a două rîuri alpine: Rîul Şes şi Lăpuşnicul Mare. În micul bazinet, format pe linia de întîlnire a sistemelor tectonice principale, în Lăpuşnicul Mare se varsă şi Branul sau Lăpuşnicul Mic.

Panta medie a Rîului Mare este în jur de 30 m/km, ceea ce îi asigură o valoare ridicată din punct de vedere hidroenergetic. Dacă adăugăm la această constatare că sistemele de izvoare ale rîului se află tocmai în regiunea cu scurgerea cea mai bogată din ţara noastră, vom înţelege de ce anume s-a hotărît construirea în aval de Gura Apei a unui sistem hidroenergetic şi de alimentare cu apă potabilă şi industrială de mare amploare. Lacul de acumulare proiectat aici va avea un volum de 110 000 000 m^3, iar canalul de fugă va fi îndreptat spre izvoarele Cernei, care vor fi captate şi ele pentru a fi conduse printr-o conductă pînă la Craiova.

În sistemul superior al Rîului Mare se pot întîlni peste 45 de lacuri alpine mai însemnate, care contribuie într-o oarecare măsură la atenuarea variaţiilor actuale ale scurgerii. Prin pitorescul lor deosebit „tăurile" completează armonia măreţului piesaj alpin. (fig. 120)

Lăpuşnicul Mare ($S = 140$ km^2; $L = 22$ km), cu bazinul hidrografic şi debitele cele mai mari se consideră de obicei ca izvor al Rîului Mare. La rîndul lui însă şi Lăpuşnicul Mare se formează din confluenţa unor văi torenţiale alpine, dintre care Valea Pelegii are extensiunea cea mai mare. Aceasta izvorăşte din lacul Peleaga ($S = 17\,250$ m^2; $h = 4{,}2$ m; $w = 41\,185$ m^3)*, aflat la altitudinea de 2 116 m. Primul său afluent din dreapta este Peleguţa, care şi el izvorăşte dintr-un lac alpin cu nume identic: Peleguţa ($S = 9\,480$ m^2; $h = 5$ m; $w = 22\,569$ m^3). După acestea urmează Valea Bucurei, renumită prin circul glaciar imens la care s-a adaptat, prin lacul cu suprafaţa cea mai mare: Bucura ($S = 88\,612$ m^2; $h = 15{,}7$ m; $w = 625\,096$ m^3), tăurile Porţii şi Agăţat, cu dimensiuni mai mici şi în fine splendidele lacuri înşirate ca nişte mărgele pe praguri glaciare: Florica, Viorica, Ana şi Lia. Cel mai mare dintre ele este Ana, aflată la o altitudine de 1930 m ($S = 31\,380$ m^2; $h = 11{,}6$ m; $w = 169\,125$ m^3). Spre aval, Lăpuşnicul Mare primeşte din dreapta şi alţi afluenţi ce vin dinspre zona centrală a Retezatului şi care drenează apele lacurilor alpine. Între acestea amintim Slăveiul ($S = 32\,780$ m^2; $h = 6{,}1$ m; $w = 90\,729$ m^3), Turcelul şi lacurile din bazinul pîrîului Judele ($S = 20$ km^2; $L = 5$ km), cum sînt: Tăul Judele $S = (8\,362$ m^2; $h = 4{,}05$ m; $w = 17\,204$ m^3), Tăul Ascuns, Tăul Urît,

* Obs. Datele morfometrice referitoare la lacuri sînt după I. Pişota.

Tăul Răsucit, cel mai adînc lac glaciar: Zănoaga Mare ($S = 65\,090$ m²; $h = 29$ m; $w = 693\,152$ m³) şi cîteva mai mici ca Zănoguţa, Tăul Spurcat.

Din stînga Lăpuşnicul Mare primeşte pîraie mici pînă la Lunca Berhinei, unde în el se varsă Socul Drăgşanului, Paltina şi Berhina cu opt mici iezere, denumite ale Berhinei. Urmează apoi Lungiţa cu trei mici zănoage şi în fine, în bazinetul de la Gura Apei primeşte pe Lăpuşnicul Mic sau Branul ($S = 38$ km²; $L = 9$ km). Pîrîul pătrunde pînă în miezul masivului Godeanu (alt. 2 230 m) şi drenează în zona de izvoare o serie de organisme torenţiale, dintre care unele îşi iau obîrşia din lacuri glaciare. În apropierea cursului Lăpuşnicului Mic se înşiră în stînga iezerele Moraru, Gugu I şi II, pe valea Scurtelor lacul cu acelaşi denumire şi lacul Scărişoara.

În fine, înainte de formarea Rîului Mare, în acest sistem se conectează şi Rîul Şes ($S = 91$ km²; $L = 25$ km) care după direcţia sa uneori se consideră ca izvor principal. Se adaptează la linia de încălecare, de faliere comună cu Hidegul, dar izvorăşte de sub Godeanu (v. fig. 112). În bazin sînt cunoscute lacurile alpine Godeanu, Şeselor (masivul Godeanu) şi Petrile Albe, Baicu şi Corciova (masivul Ţarcu). Afluenţii săi principali sînt Tucila, Cîrnea şi Gugu.

În aval Rîul Mare primeşte încă o serie de afluenţi cu lacuri glaciare. Astfel, afluentul din stînga, Pietrele sau Netişul ($S = 17$ km²; $L = 7$ km) drenează apele celor trei lacuri ale Netişurilor. Altele se află în bazinele afluenţilor din dreapta, ca Zlata ($S = 28$ km²; $L = 7$ km), Rîuşor ($S = 38$ km²; $L = 14$ km) şi Nucşorul sau Sibişelul ($S = 72$ km²; $L = 28$ km).

Lacurile din *bazinul Zlatei* se grupează pe un şir de căldări glaciare orientate spre vest. Astfel, în valea Dobrunului se grupează Tăul—Gemenile cu o suprafaţă de 2,48 ha, două lăculeţe mai mici (numite şi Iezilor) şi Tăul Ştirbului. La vest de creasta Bîrlii este cantonat unul dintre lacurile cele mai adînci — Tăul Negru, cu o suprafaţă de 4,05 ha şi adîncime de 24,8 m. În valea Cîrligului cele două Radeşe şi Cîrligul, iar în valea Cioaca Radeşului cele două Zănoage Mici, dintre care cel superior are o suprafaţă de 1,9 ha şi o adîncime de 12,4 m.

În *Valea Rîuşorului* găsim un singur lac glaciar: Tăul Şteviei pe un afluent cu aceeaşi denumire ($S = 0{,}77$ ha; $h = 3{,}0$ m).

În fine ultima grupă de lacuri glaciare se află în bazinul Nucşoarei. Ele şi-au primit denumirile după văile rîurilor în bazinul cărora se află: patru sînt în Valea Pietrilor (Pietrile şi Pietricelele), Stînişoara, Tăurile din Valea Rea şi cel mai mare din acest bazin — Galeşul, cu o suprafaţă de 3,68 ha şi adîncime de 20,5 m (I. Pişotă).

■

Ca şi celelalte rîuri de munte cu debite bogate cu profil longitudinal neechilibrat, în sectorul său piemontan şi Rîul Mare are un curs foarte variabil, cu numeroase despletiri, mai ales în aval de Gureni.

Cu acest aspect Rîul Mare intră în Depresiunea Haţegului, unde primeşte din stînga pe Galbena sau Demsuşul ($S = 347$ km²; $L = 33$ km) în valea căruia se află aşezarea istorică Sarmizegetusa. Valea sa, puternic asimetrică, reprezintă cursul colector piemontan al versantului nordic al masivului Retezat, deşi primeşte un afluent (Rechitova) şi dinspre Poiana Ruscăi.

După primirea Rîului Mare, Streiul pătrunde în poarta de la Subcetate (gresii cretacice) după care își continuă cursul inferior printr-un culoar pînă la vărsare avînd pantele relativ mici (în jur de 3 m/km). La Căianu Mic există o priză de apă spre un curs vechi părăsit, în prezent canalizat, spre Batiz, care a devenit un fel de canal de evacuare a apelor reziduale a șirului de sate din partea stîngă a Streiului.

Din sectorul de culoar merită să fie amintite cîteva cursuri, care se varsă din stînga în Strei: Silvașul ($S = 35$ km²; $L = 17$ km), Rîpelor și Nădăștia, cursuri semipermanente.

În aval de confluența cu Streiul, în Mureș se varsă *Cerna* ($S = 738$ km²; $L = 73$ km), care izvorăște de pe versantul estic al Munților Poiana Ruscăi, de la altitudinea de 1 100 m. Ea are un rol deosebit de important pentru alimentarea cu apă și evacuarea apelor reziduale ale centrului metalurgic Hunedoara. Pentru asigurarea debitelor necesare de apă a fost realizată în 1964 o acumulare de 43 000 000 m³, lacul de la Cinciș, care are o suprafață de 2,61 km². Aici primește pe cel mai mare afluent din stînga-Govășdia ($S = 172$ km²; $L = 33$ km), urmat apoi de Zlaști ($S = 82$ km²; $L = 33$ km), Peștiș ($S = 57$ km²; $L = 20$ km), Cristur și Ursului ($S = 32$ km²; $L = 12$ km), după care se varsă în Mureș lîngă Săulești. Rîul nu are afluenți din dreapta în depresiune, deci se poate considera tot ca un colector submontan al versantului estic al Poianei Ruscăi.

În aval de Alba Iulia, Mureșul primește o serie de afluenți mai mici și din dreapta, sosiți din direcția fîșiei gresiilor cretacice, care străjuesc spre nord valea Mureșului, ca Valea Vințului ($S = 30$ km²; $L = 12$ km), Blandiana ($S = 31$ km²; $L = 11$ km), Stînișoara, Băcăinți ($S = 54$ km²; $L = 15$ km), Homorod ($S = 32$ km²; $L = 13$ km) și un afluent mai de seamă: *Geoagiul* ($S = 321$ km²; $L = 34$ km), care prin eroziune regresivă a reușit să pătrundă în miezul Munților Metaliferi. Acesta izvorăște din grupa vulcanică a Crisciorului de la altitudinea de circa 1000 m după care își croiește valea prin depozitele flișului de vîrstă cretacic mediu și în formațiuni eruptive, cu intercalațiuni sedimentare miocene. În partea inferioară a bazinului, în vest, la contactul cu șisturile cristaline pe linia de falie care trece prin localitatea Geoagiu-Băi apar șapte izvoare termale cu temperaturi între 29 și 31 °C, cu ape bicarbonatate, calcice magneziene, indicate pentru tratamentul afecțiunilor tubului digestiv, ale sistemului nervos periferic, afecțiuni hepatice cronice etc., cunoscute încă din timpul romanilor („Thermae Dodonae").

Între Ardeu și Glod își face apariția sîmburele de calcar jurasic bine carsificate, tăiat perpendicular de afluentul Geoagiului — Ardeu și chiar de cursul principal în aval de Balșa. Dintre afluenții din dreapta, Pîrîul Porcului, Gura Văii și Valea Roșie au dimensiuni mici, iar dintre cei din stînga merită să fie amintiți: Techerul, Almășelul și Ardeul ($S = 51$ km²; $L = 23$ km).

În aval de vărsarea Geoagiului și pînă la Poarta Brănișcăi, Mureșul primește din dreapta o serie de pîraie mici ca: Vărmaga, Certej, Boholtul ($S = 26$ km²; $L = 9$ km) adaptate unei linii de falie în care apar și izvoarele carbogazoase carbonatate de la Boholt (se îmbuteliază și se vinde în comerț), Căianul ($S = 170$ km²; $L = 20$ km) și Dejanul.

La Deva, la contactul eruptivului cu depozitele neogene s-au ivit două izvoare puternic clorurate (la poalele dealului Cetății), ceea ce ne indică

TABELUL 63

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinul hidrografic al Mureşului

Rîul	Punctul	Distanţa de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^1}{av}$ (km²)	$H\text{med}\frac{am^2}{av}$ (m)	$I\text{med}\frac{am^3}{av}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Mureş	Izvor	0	850	—	—	—
Mureş	P. h. Suseni	16	744	152	950	161
				272	967	151
Mureş	Confl. Becheni	27	729	412	996	174
Mureş	P. h. Remetea	41	712	730	977	164
				1 085	968	177
Mureş	Confl. Topliţa	72	655	1 297	997	192
Topliţa	Izvor	0	1 625	—	—	—
Topliţa	P. h. Topliţa	28	657	211	1 155	256
Topliţa	Confl. Mureş	29	655	212	1 152	254
Mureş	P. h. Topliţa	72	654	1 298	998	192
Mureş	P. h. Stînceni	86	616	1 492	991	204
				1 536	987	206
Mureş	Confl. Ilva Mare	94	598	1 659	1 005	217
				1 683	1 002	218
Mureş	Confl. Sălăşor	98	594	1 807	1 003	227
				1 840	1 000	228
Mureş	Confl. Răstoliţa	107	520	2 004	1 011	238
Răstoliţa	P. h. Răstoliţa	18	547	158	1 155	265
Mureş	P. h. Vălenii de Mureş (Porceşti)	126	407			
		144	363	2 338	995	243
Mureş	P. h. Reghin	146	360	2555	955	231
				2 565	953	230
Mureş	Confl. Gurghiu	00	1 280	3 130	945	227
Gurghiu	Izvor	50	371	—	—	—
Gurghiu	P. h. Solovăstru	55	360	555	918	218
Gurghiu	Confl. Mureş	168	330	564	910	216
				3 379	911	215
Mureş	Confl. V. Luţului			3 734	869	201
Mureş	P. h. Glodeni (Dumbrăvioara)	170	329			
		188	307	3 758	866	200
Mureş	P. h. Tg. Mureş			4 052	833	200
				4 265	811	194
Mureş	Confl. Nirajul Mare	207	287	4 874	774	186
Nirajul Mare	Izvor	0	1 300	—	—	—
Niraj	P. h. Miercurea Nirajului	33	344	321	625	129
Niraj	Confl. Mureş	78	287	609	512	133
Mureş	P. h. Cipău	224	278	5 078	758	185
Mureş	P. h. Iernut	233,7	275	5 191	750	184

[1] Suprafaţa bazinului de recepţie $\frac{\text{amonte}}{\text{aval}}$ de confluenţă.

[2] Altitudinea medie a bazinului de recepţie $\frac{\text{amonte}}{\text{aval}}$ de confluenţă.

[3] Panta medie a bazinului de recepţie $\frac{\text{amonte}}{\text{aval}}$ de confluenţă.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanţa de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^1}{av}$ (km²)	$Hmed\frac{am^2}{av}$ (m)	$Imed\frac{am^3}{av}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Mureş	Confl. Comlod	234	274	5 191	750	183
				5 720	716	176
Comlod	Izvor	0	490	—	—	—
Comlod	P. h. Band	38	297	322	397	150
Comlod	Confl. Mureş	60	275	529	389	136
Mureş	Confl. Luduş	262	263	5 629	704	176
				6 567	673	172
Mureş	Confl. Arieş	282	263	6 663	669	171
				9 634	710	187
Arieş	Izvor	0	1 195	—	—	—
Arieş	P. h. Scărişoara	21	692	195	1 150	255
Arieş	Confl. Arieşul Mic	43	550	413	1 059	258
				579	1 042	260
Arieş	P. h. Cîmpeni	47	544	631	1 023	254
Arieş	Confl. Abrud	49	538	652	1 018	255
				881	972	254
Abrud	Izvor	0	950	—	—	—
Abrud	Abrud	12,0	600	100	901	248
Abrud	Vărsare Arieş	22,0	538	229	844	245
Arieş	P. h. Baia de Arieş	74	468	1 195	975	268
Arieş	Confl. Iara	115	390	1 682	948	280
				2 003	958	264
Iara	Izvor	0	1 775	—	—	—
Iara	P. h. Iara	43	405	273	1 082	207
Iara	Confl. Arieş	51	390	321	1 004	198
Arieş	Confl. Hăşdate	124	340	2 099	941	260
				2 309	911	249
Arieş	P. h. Turda	130	317	2 399	892	243
Arieş	Confl. Mureş	164	263	2 970	804	215
Mureş	P. h. Ocna Mureş	298	255	9 840	703	188
Mureş	Confl. Aiudul de Sus	322	240	10 138	694	186
				10 331	694	188
Mureş	Confl. V. Diod	347	234	10 550	687	186
				10 742	689	189
Mureş	Confl. Tîrnava	351	234	10 750	689	189
				16 908	634	173
Tîrnava Mare	Izvor	0	1 455	—	—	—
Tîrnava Mare	P. h. Vîrşag	18	844	106	962	145
Tîrnava Mare	P. h. Odorhei	49	463	657	893	190
Tîrnava Mare	Confl. V. Scroafei	90	350	1 208	751	171
				1 539	710	168
Tîrnava Mare	P. h. Topa	101	356	1 673	692	164
Tîrnava Mare	P. h. Sighişoara	113	340	1 771	680	161
Tîrnava Mare	P. h. Mediaş	171	289	2 519	617	157
Tîrnava Mare	P. h. Blaj	221	243	3 586	565	150

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanța de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am^1}{av}$ (km²)	$Hmed \frac{am^2}{av}$ (m)	$Imed \frac{am^3}{av}$ m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Tîrnava Mare	Confl. Tîrnava Mică	223	239	3 606	564	149
				5 654	553	150
Tîrnava Mică	Izvor	0	1 190	—	—	—
Tîrnava Mică	P. h. Praid	21	475	94	1 032	238
				96	1 027	238
Tîrnava Mică	Confl. V. Mare	22	471	232	878	179
Tîrnava Mică	P. h. Sărăţeni	30	412	447	881	210
Tîrnava Mică	P. h. Sîngeorgiu de Pădure I	56	344	620	779	137
Tîrnava Mică	P. h. Sîngeorgiu de Pădure II	58	340	768	738	180
Tîrnava Mică	P. h. Tîrnăveni	129	280	1 478	587	169
Tîrnava Mică	Confl. Tîrnava Mare	191	239	2 049	534	151
				5 733	550	148
Tîrnava	Confl. Secaş	238	237	6 071	542	147
Tîrnava	P. h. Mihalţ	245	226	6 152	539	146
Tîrnava	Confl. Mureş	249	234	6 157	539	146
				16 952	633	173
Mureş	Confl. V. Galda	355	229	17 189	635	174
				17 243	634	173
Mureş	Confl. Ampoi	372	219	17 820	636	176
Ampoi	Izvor	0	1 220	—	—	—
Ampoi	P. h. Zlatna	20	406	146	816	322
Ampoi	Confl. Mureş	60	219	576	705	253
Mureş	P. h. Alba Iulia	375,8	215	17 848	636	176
				17 850	636	176
Mureş	Confl. Sebeş	376	213	19 138	651	177
Sebeş	Izvor	0	2 060	—	—	—
Sebeş	P.h. Oaşa Bolovani	25	1 150	198	1 578	230
Sebeş	P. h. Tău	49	575	421	1 462	247
Sebeş	P. h. Şugag	56	462	539	1 396	259
				718	1 220	249
Sebeş	Confl. Secaş	87	225	1 277	871	203
Secaş	Izvor	0	375	—	—	—
Secaş	P. h. Miercurea Băi	21	258	176	474	126
Secaş	Confl. Sebeş	42	225	560	424	124
Sebeş	Confl. Mureş	93	213	1 289	866	194
				19 553	648	177
Mureş	Confl. Cugir	406	201	19 911	655	178
Cugir	Izvor	0	1 900	—	—	—
Cugir	P. h. Lac	16	1 051	43	1 536	303
Cugir	P. h. Cugir	46	310	300	1 143	327
Cugir	Confl. Mureş	61	201	358	1 014	280
				20 074	653	178
Mureş	Confl. Geoagiu	421	194	20 398	652	179
Geoagiu	Izvor	0	1 000	—	—	—
Geoagiu	P. h. Geoagiu	29	224	298	595	228

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanța de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^1}{av}$ (km^2)	$Hmed\frac{am^2}{av}$ (m)	$Imed\frac{am^3}{av}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Geoagiu	Confl. Mureș	33	194	324	579	219
				20 494	651	179
Mureș	Confl. Beriu	427	191	20 902	653	180
Beriu	Izvor	0	1 450	—	—	—
Beriu	P. h. Grădiștea de Munte	14	628	88	1 025	268
Beriu	P. h. Orăștie	41	207	401	766	266
Beriu	Confl. Mureș	45	191	408	760	262
				21 083	650	180
Mureș	Confl. Strei	439	188	23 010	673	187
Strei	Izvor	0	1 600	—	—	—
Strei	P. h. Pui	40	395	307	950	236
				307	950	236
Strei	Confl. R. Bărbat	41	398	409	1 032	308
Rîul Bărbat	Izvor	0	1 880	—	—	—
Rîul Bărbat	P. h. Hobița	24	612	94	1 320	390
Rîul Bărbat	Confl. Strei	30	398	102	1 272	381
				660	931	273
Strei	Confl. Rîul Mare	56	300	1 556	1 025	293
Lăpușnicul Mare	Izvor	0	2 116	—	—	—
idem	P. h. Gura Apei	18	970	101	1 747	411
Lăpușnicul Mic	P. h. Gura Apei	9	970	38	1 724	280
Rîul Șes	P. h. Lunca Tomneasa	24	955	89	1 628	420
Rîul Mare	P. h. Pădeșel	39	613	328	1 631	418
				375	1 562	434
Rîul Mare	Confl. Rîușor	49	485	411	1 532	435
Rîușor	P. h. Rîul de Mori	14	506	36	1 243	447
				460	1 416	394
Rîul Mare	Confl. Galbena	65	306	818	1 088	308
Galbena	P. h. Hațeg	25	315	350	667	200
Rîul Mare	Confl. Strei	66	300	836	1 094	306
Strei	P. h. Petreni	84	207	1 904	926	269
Strei	P. h. Simeria Veche	90	194	1 922	920	267
Strei	Confl. Mureș	92	188	1 926	919	267
				23 141	671	187
Mureș	Confl. Cerna	448	184	23 879	669	188
Cerna	Izvor	0	1 130	—	—	—
Cerna	P. h. Teliuc	47	253	467	724	278
				486	710	268
Cerna	Confl. Zlăști	51	238	568	694	262
Zlăști	Izvor	00	900	—	—	—
Zlăști	P. h. Zlăști	30	260	75	619	236
Zlăști	Confl. Cerna	33	238	82	599	223
Cerna	Hunedoara	51	238	569	694	262
Cerna	Confl. Mureș	73	184	738	620	229

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanţa de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^1}{av}$ km²	$Hmed\frac{am^2}{av}$ (m)	$Imed\frac{am^3}{av}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Mureş	P. h. Brănişca	470	173	24 274	665	188
Mureş	P. h. Săvîrşin	534	147	25 502	652	188
Mureş	Confl. Troiaş	535	149	25 504	651	188
				25 581	651	188
Troiaş	Izvor	0	600	—	—	—
Troiaş	P. h. Săvîrşin	20	168	71	433	204
Troiaş	Confl. Mureş	21	149	76,4	419	196
Mureş	Radna	601	122	26 567	637	186
Mureş	P. h. Arad	650	103	27 225	629	184
Mureş	P. h. Periam	697	92	27 627	618	181
Mureş	Frontiera R.P.U.	719	86	27 919	613	179
Mureş	Confl. Tisa	766	82,5	29 767	581	169

existenţa în adîncimea unor masive de sare. Acestea sînt folosite din 1909 pentru băi. Prin forajele făcute în staţiune, s-a dat de surse de ape termale (24°C) şi de nămol sărat.

Exploatările miniere (roci cuprifere) şi staţia de flotare de la Deva evacuează cantităţi mari de steril, care este decantat în lunca din stînga rîului. În aval, înainte de Brănişca se construieşte marea termocentrală de la Mintia (1 000 000 kW), care primeşte apa de răcire din Mureş.

Înspre aval, afluenţii Mureşului sînt de mai mică importanţă. Amintim doar pe Dobra ($S = 183$ km²; $L = 42$ km), care soseşte din centrul Munţilor Poiana Ruscăi şi pe Valea Sîrbii ($S = 115$ km²; $L = 24$ km), care îşi are izvoarele în Munţii Zarandului în apropierea Crişului Alb, de lîngă Vaţa. Urmează apoi Almaşul, Petrişul, Troiaşul, Juliţa, Grosu, Bîrzava şi Cladova, rîuri cu suprafeţe bazinale între 50 şi 100 km².

Pe linia afluentului Valea Mare, sosit în Mureş din stînga dinspre şeaua de la Holdea (283 m alt.), Gh. Pop presupune ramificarea pleistocenă a Mureşului spre valea actuală a Begăi. Într-adevăr pe cumpănă s-au găsit aluviuni atribuite Mureşului (193).

Valea Mureşului suferă o nouă gîtuire între rocile cretacice şi granitice care se ivesc în calea cursului său la Lipova, după care rîul se domoleşte şi iese spre Cîmpia de Vest unde a format şi un vast con de dejecţie. Vechea cetate a Lipovei a fost o adevărată poartă spre Bazinul Transilvaniei avînd pe lîngă importanţa sa strategică şi rolul de control vamal pentru sarea şi lemnul care se transportau cu plute, din timpurile cele mai vechi spre vest, pe Mureş.

De la ieşirea din defileu şi pînă în apropierea Aradului pot fi urmărite o serie de fenomene de divagare, care însă datorită pantelor relativ mari pentru cîmpie (0,35—0,45 m/km) nu prezintă pericol de inundare a terenurilor învecinate, care de altfel sînt în parte îndiguite. Se produce totuşi o eroziune laterală puternică, care poate periclita artere de comunicaţii

(Păuliș), centrele populate (Cicir, Mîndruloc, Arad etc.) și digurile construite mai ales pe malul stîng între Fenlac și frontieră (66 km). Pe malul drept îndiguirea începe mai spre aval de Mîndruloc și continuă dincolo de frontieră, pe teritoriul țării noastre avînd o lungime de 46 km. Panta medie longitudinală a rîului pe acest sector scade la 0,22 m/km.

Lucrările principale de hidroameliorații legate de Mureș se desfășoară în special pe malul drept, în Cîmpia Aradului.

Între realizările mai de seamă din această zonă este Canalul Matca care pornește din Mureș de la Păuliș și se varsă în Cigher, deci spre sistemul Crișului Alb. El a fost săpat și îndiguit din vest pe traseul depresiunii Matca, de la poalele podgoriei Șiriei, cu scopul de a colecta apele aduse de un număr mare de cursuri torențiale și apele în exces din zona de cîmpie joasă de pe o suprafață de 9 136 ha. Totodată servește și ca un canal de aducțiune pentru Crișul Alb și sistemele de irigații aferente, pentru care funcționează o stație de pompare din Mureș la Păuliș cu o capacitate de 4 m³/s. Se varsă în Cigher cu o capacitate maximă de 20 m³/s.

Sistemul Ierului drenează teritoriul depresiunii Ier — Turnu — Dorobanți din cuprinsul Cîmpiei Mureșului, de pe o suprafață de 530 km². Are o lungime de 65 km pe teritoriul țării noastre și se varsă în Mureș pe teritoriul R.P. Ungare. El are o funcție foarte importantă între Mureș și Crișul Alb în îndepărtarea excesului de apă freatică și de suprafață.

Ierul s-a adaptat de fapt la un traseu părăsit de Mureș sau de către un curs de difluență cu ramificare de la Păuliș. În privința genezei are deci semne comune cu traseul Canalului Matca; această particularitate favorabilă este utilizată practic: în dreptul Păulișului el este alimentat din Mureș cu ape pentru irigații. Astfel, Ierul are izvor „artificial".

Canalul Ier în faza inițială a fost construit între 1890—1900 și a fost apoi completat cu Canalul Turnu-Dorobanți și sistemele aferente de desecare, cu Canalul Sînpaul, amenajat pe traseul văii cu același nume, Canalul Sederhat construit în hotarul comunei Pecica, canalul de evacuare Sînleani și canalul de descărcare Arad-Pecica. Între 1938—39 a luat naștere canalul de legătură cu sistemul Crișului Alb: Canalul Utviniș-Simand.

Dintre canale, Mureșelul are rol special de aducțiune și de colector de ape reziduale, pornind de la Arad din Mureș printr-o priză cu stație de pompare.

Debitul total al Canalului Ier în apropiere de graniță este de 8,95 m³/s, însă debitul ce poate trece frontiera este de abia 3,5 m³/s. Pentru descongestionarea canalului servește Canalul Arad-Pecica.

În sistemul hidrografic al Mureșului au funcționat în total 128 de posturi hidrometrice (219), dintre care în 1965 au fost reținute 81. Valorile normei scurgerii pentru perioada 1950—67 s-au determinat la 42 posturi (v. fig. 107, 112 și tabelul 64).

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanțul hidrologic și scurgerea medie. Din cauza compartimentării foarte accentuate a bazinului Mureșului de către regiunile de munte, în cuprinsul său pot fi întîlnite regiuni cu bilanț hidrologic variat. Ariile cu circuit intens al apelor se întîlnesc în Masivul Retezat și Șurian, în Poiana

Ruscăi, în Munţii Zarandului şi pe versanţii expuşi spre vest ai Munţilor Călimani şi Gurghiu. În rest domină tipurile de bilanţ hidrologic din ariile depresionare sau versanţi, aflaţi în aria de descendenţă a maselor de aer.

În zona de izvoare, care corespunde Depresiunii Giurgeului, întîlnim o imagine specifică depresiunilor înalte umede, înconjurate de munţi şi adăpostite de circulaţia atmosferică generală. Precipitaţiile în incinta fundului depresiunii, la altitudinea de 700—800 m, abia ating valorile obişnuite din zonele de silvostepă (590—610 mm). Versanţii estici din depresiune sînt mult mai puţin umeziţi decît cei vestici din cauza proceselor catabatice, respectiv adiabatice. Scurgerea se comportă oarecum la fel, media ei atingînd abia 100—120 mm/an în zona joasă a depresiunii şi 200—250 mm în munţi. Prin urmare, în amonte de confluenţa cu Topliţa, scurgerea medie pe întreaga depresiune abia atinge 200 mm. Evapo-transpiraţia este în schimb destul de ridicată, apropiindu-se de 500 mm (470—480 mm).

În defileul Topliţa-Deda se observă fenomenul sesizat şi în cazul depresiunii Baia Mare: masele de aer sosite din vest, în zona Deda-Răstoliţa nu numai că se ridică, dar prin îngustarea treptată a văii se accelerează, asigurînd precipitaţii mai abundente. Prin urmare în valea Răstoliţei se observă precipitaţii anuale de 1 000 mm pe bazin şi scurgerea se ridică pînă la media de 575 mm. Fenomenul se observă şi în cazul Gurghiului. La altitudini mari, în Călimani, precipitaţiile depăşesc după toate probabilităţile 1 200 mm, iar scurgerea medie 800—900 mm. Pe acest sector din cauza afluenţilor şi scurgerea medie a Mureşului creşte (v. fig. 113).

Podişul Transilvaniei, cu bilanţul hidrologic caracterizat printr-un circuit mai lent al apei nu poate contribui cu o scurgere mai mare la creşterea

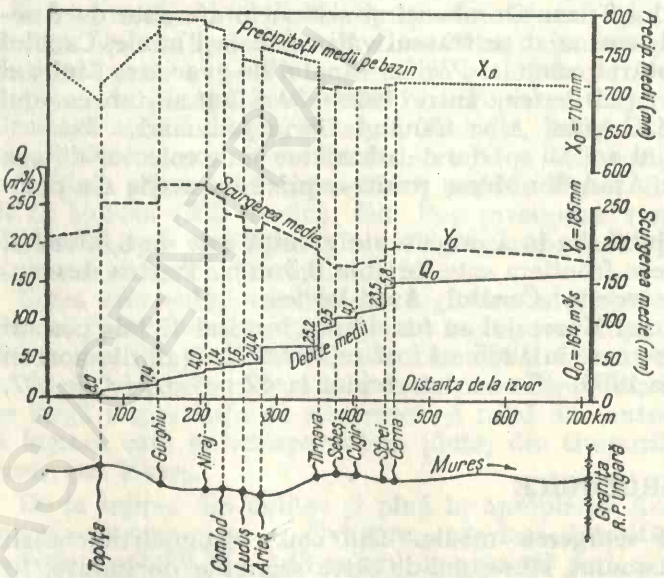


Fig. 113. Diagramele bilanţului hidrologic ale Mureşului (I. Ujvári, P. Gălan).

TABELUL 64

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale riurilor din Bazinul Mureșului

Riul	Post	S. baz (km²)	Hmed (m)	Q_0 (m³/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	OBS.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Mureș	Suseni	152	950	1,07	700	196	504	69	
Mureș	Remetea	730	977	4,68	695	202	493	70	
Topliţa	Topliţa	211	1 155	2,69	—	402			
Mureș	Stînceni	1 492	991	10,5	715	222	493	75	
Răstoliţa	Răstoliţa	158	1 155	3,39	1 165	678	487	210	
Mureș	Vălenii-de-Mureș	2 338	995	23,0	805	310	495	102	
Gurghiu	Solovăstru	555	918	7,20	910	409	501	129	
Mureș	Tg. Mureș								
„	Glodeni	4 053	833	33,6	780	261	519	83	
Comlod	Band	322	397	0,57	613	56	557	12	
Arieș Mare	Scărișoara	200	1 150	5,45	1 100	859	341	—	carst
Arieș	Cîmpeni	631	1 023	11,7	974	582	392	—	carst
Iara	Iara	273	1 082	3,16	870	364	506	120	
Arieș	Turda	2 399	892	23,5	812	310	502	95	
Tîrnava Mare	Odorhei	657	893	5,45	775	263	508	82	
„	Ţopa	1 673	692	8,59	708	162	546	48	
„	Blaj	3 586	365	13,0	665	114	551	30	
Tîrnava Mică	Sărăţeni	447	881	5,67	908	399	509	125	
Idem	Tîrnăveni	1 478	587	8,30	736	177	559	48	
Ampoi	Zlatna	146	816	1,31	790	283	507	70	
Mureș	Alba Iulia	17 848	636	93,0	715	164	551	49	
Sebeș	Oașa	198	1 578	3,64	932	579	353	186	
Dobra	Dobra	180	910	0,95	770	166	504	45	
Sebeș	Șugag	539	1 396	7,70	841	450	391	139	
Sebeș	Petrești	695	1 249	8,76	825	403	422	130	
Secaș	Miercurea Băi	176	474	0,542	643	96	547	15	
Cugir	Cugir	300	1 143	4,02	891	422	469	130	
Geoagiu	Geoagiu	298	594	2,06	780	218	562	68	
Riul Bărbat	Hobiţa	94,0	1 320	3,01	1 420	1 010	410	295	
Strei	Pui	307	950	5,53	1 063	565	498	180	
Lăpușnicul Mare	Gura Apei	80	1 747	3,47	1 640	1 335	315	430	
Lăpușnicul Mic	Gura Apei	38,5	1 724	1,50	1 560	1 225	335	380	
Riul Șes	Lunca Tomeasa	89	1 628	3,40	1 560	1 205	355	372	
Riul Mare	Pădăşel	328	1 631	11,6	1 460	1 110	350	345	
Riușor	Riul de Mori	36	1 243	0,70	1 053	613	440	182	
Galbena	Haţeg	350	667	2,75	770	247	523	75	
Sebișel	Sîntămaria Orlea	77,3	480	1,56	—	638	—	—	carst
Strei	Petreni	1 904	926	23,3	883	386	497	125	
Cerna	Teliuc	467	724	3,34	742	227	515	69	
Mureș	Brănișca	24 274	665	142,0	730	184	546	58	
Troiaș	Săvîrșin	71	433	0,79	910	351	559	98	
Mureș	Arad	27 225	629	154	727	178	549	55	

BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

debitului de apă a Mureşului. Precipitaţiile, mai ales în valea Mureşului între Tg. Mureş şi Alba Iulia, zonă afectată de procesele de föhn ale Munţilor Apuseni, scad la valori sub 600 mm; la Turda, Cîmpia Turzii, Teiuş, ele abia depăşesc 550 mm. Ca atare şi scurgerea medie descreşte la valori sub 50 mm pe spaţii largi (v. fig. 114). Pe culmile mai înalte ale dealurilor cu expunere spre vest precipitaţiile cresc în schimb la 600—650 mm, iar scurgerea atinge peste 100 m, mai ales în partea vestică. Evapo-transpiraţia variază în general între 530 şi 580 mm în zona föhnală resimţindu-se deja seceta, care are drept consecinţă reducerea valorilor ei (520—550 mm). Datele caracteristice pot fi urmărite în tabelul 64.

În bazinul Arieşului, după cum s-a mai menţionat, în zona de izvoare şi în zona platoului calcaros al Scărişoarei scurgerea medie este mult mai ridicată faţă de cea la care ne-am aştepta (770 mm la Scărişoara). Nici precipitaţiile medii observate la Scărişoara nu justifică o asemenea valoare ridicată (900 mm), chiar dacă am lua în considerare şi efectul de reducere a evapo-transpiraţiei cauzat de carst. Probabil, bazinul subteran spre Padiş este mai mare decît ceea ce s-a putut determina pe baza configuraţiei reliefului. Spre est, pe flancul sudic al Munţilor Gilău abundenţa scurgerii scade treptat, valorile cele mai reduse ale gradienţilor ei observîndu-se în bazinul Ierii şi Hăşdate. În munţii Metaliferi-Trascău-Zarandului scurgerea variază între 100 şi 450 mm, precipitaţiile între 650 şi 900 mm, iar evapo-transpiraţia în jur de 450 şi 550 mm.

Pe flancul nordic al Carpaţilor Meridionali şi al Poianei Ruscăi se observă, la aceleaşi altitudini, o scădere treptată a scurgerii medii şi a precipitaţiilor de la vest spre est. Conform acestei legi, rîurile din nordul Munţilor Poiana Ruscăi (Dobra şi altele) se încadrează în raionul tip I (v. fig. 13), cele din bazinele Cerna — Strei în raionul III, Streiul superior şi versanţii estici ai Retezatului în raionul IV, cei între Valea Orăştiei — Cugir în raionul V, iar Sebeşul cu scurgere redusă — în raionul VI.

Repartiţia scurgerii. În timpul anului repartiţia scurgerii oglindeşte în mare măsură influenţa reliefului, stabilitatea păturii de zăpadă, durata şi intensitatea topirii ei, deoarece precipitaţiile din perioada caldă au cantităţi, relative, asemănătoare.

Stabilitatea cea mai mare a iernii se observă în depresiunea Mureşului superior, unde pătura de zăpadă se acumulează continuu din decembrie pînă în martie. Prin urmare, aici se formează *tipul carpatic transilvănean*, cu caractere de tranzit spre cel oriental. Luna cu scurgerea maximă este aprilie, iar scurgerea cea mai redusă se observă iarna (v. tabelul 65). Tipul *pericarpatic transilvănean* are multe asemănări cu cel observat în bazinul Someşului (v. p. 261). Scurgerea de iarnă este mai ridicată decît cea de vară, dar nu se încadrează în normele stabilite pentru tipul pericarpatic apusean (Comlodul). Scurgerea lunară cea mai ridicată, după datele de care dispunem (1950—1967), se observă în luna martie, deşi şi luna aprilie este bogată în scurgere datorită ploilor frecvente. În fig. 114 se pot urmări o serie de hidrografe caracteristice pentru tipurile de regim hidrologic.

Arieşul superior şi afluenţii săi din stînga aparţin tipului carpatic transilvănean, însă se observă o instabilitate mult mai mare a scurgerii de iarnă decît în cazul Mureşului superior, al Gurghiului sau ale Tîrnavelor superioare. Aceasta denotă tranziţia spre tipul de regim carpatic vestic. Masele de

TABELUL 65

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din sistemul Mureş (1950—1967)

Riul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Topliţa	Topliţa	3,40	6,22	9,27	19,6	19,6	10,9	8,05	5,87	3,52	3,89	4,40	5,28	14,9	48,5	24,8	11,8	CO
Mureş	Stînceni	4,05	6,25	12,6	23,1	14,8	9,52	7,00	6,16	3,30	3,55	4,45	5,22	15,5	50,5	22,7	11,3	CT+CO
Gurghiu	Solovăstru	5,46	7,36	11,5	19,4	13,4	9,75	7,68	5,88	3,22	4,02	5,15	7,18	20,0	44,3	23,3	12,4	CT
Comlod	Band	6,02	13,7	20,9	17,5	11,8	8,21	5,61	3,82	1,36	1,64	3,56	5,88	25,6	50,2	17,6	6,60	PcT
Arieş	Cîmpeni	7,41	9,14	12,7	19,5	12,9	8,78	5,54	3,83	2,90	3,23	4,92	9,15	25,7	45,1	18,1	11,1	CT+CV
Iara	Iara	4,70	5,65	6,41	15,3	17,2	13,6	10,2	7,60	4,66	4,60	4,56	5,52	15,9	38,9	31,4	13,8	CT+CO
Tîrnava Mare	Odorhei	5,05	8,80	14,5	21,0	12,6	9,47	7,82	5,11	2,94	3,08	3,96	5,67	19,5	48,1	22,4	10,0	CT
Tîrnava Mică	Sărăţeni	6,05	8,80	13,6	18,6	11,5	9,01	7,34	5,91	3,22	3,82	5,01	7,14	22,0	43,7	22,3	12,0	CT
Ampoi	Zlatna	6,12	19,6	15,6	19,7	14,3	8,81	5,13	3,42	1,78	2,10	3,49	7,95	25,6	49,6	17,4	7,4	CT+CV
Mureş	Alba Iulia	5,47	8,50	12,7	19,9	13,9	10,0	7,28	5,41	2,73	3,19	4,28	6,64	20,6	46,5	22,7	10,2	CT+PcT
Sebeş	Oaşa-Bolovani	4,04	3,45	4,15	11,0	21,0	15,3	10,8	8,40	6,22	5,58	5,25	4,81	12,3	36,1	34,5	17,1	CM.a.
Cugir	Cugir	4,78	4,95	6,49	13,5	17,7	14,9	10,5	7,91	5,33	4,88	4,58	4,48	14,2	37,7	33,3	14,8	CM.a.
Geoagiu	Geoagiu	7,56	14,2	16,4	15,7	12,6	9,02	4,86	3,32	2,04	2,92	4,25	7,13	28,9	44,7	17,2	9,20	PcV
Riul Bărbat	Hobiţa	4,85	4,66	5,15	10,7	19,9	14,1	8,80	6,90	5,77	5,90	6,73	6,54	16,1	35,7	29,8	19,4	CM.a.
Strei	Pui	6,07	6,08	8,06	16,3	17,5	12,9	7,87	6,20	4,35	4,22	4,68	5,77	17,9	41,9	27,0	13,2	CM
Lăpuşnicul Mic	Gura Apei	3,56	3,16	3,73	11,3	26,4	17,4	7,46	5,50	4,40	4,85	7,12	5,12	11,8	41,4	30,4	16,4	CM.a.
Galbena	Haţeg	7,55	8,57	9,85	14,2	15,1	11,4	6,45	5,40	4,15	4,60	5,58	7,15	23,3	39,1	23,3	14,3	CM+CV
Strei	Petreni	5,12	5,55	6,72	13,2	21,2	15,3	7,93	6,30	4,12	4,08	5,00	5,48	16,2	41,1	29,5	13,2	CM
Mureş	Brănişca	5,55	8,05	11,1	17,5	15,9	11,6	7,50	5,55	3,36	3,45	4,29	6,15	19,8	44,5	24,6	11,1	CT+CM
Troiaş	Săvîrşin	9,05	12,7	13,4	14,4	12,2	9,65	6,65	3,73	2,62	2,73	4,53	8,35	30,1	40,0	20,0	9,09	PcV
Mureş	Arad	5,78	8,16	11,3	17,2	15,9	12,0	7,46	5,67	3,44	2,99	4,04	6,06	20,0	44,4	25,1	10,5	CT+CM

CT — Carpatic transilvănean; *CO*—Carpatic Oriental; *PcV* — Pericarpatic vestic; *PcT* — Pericarpatic transilvan; *a* — variantă alpină.

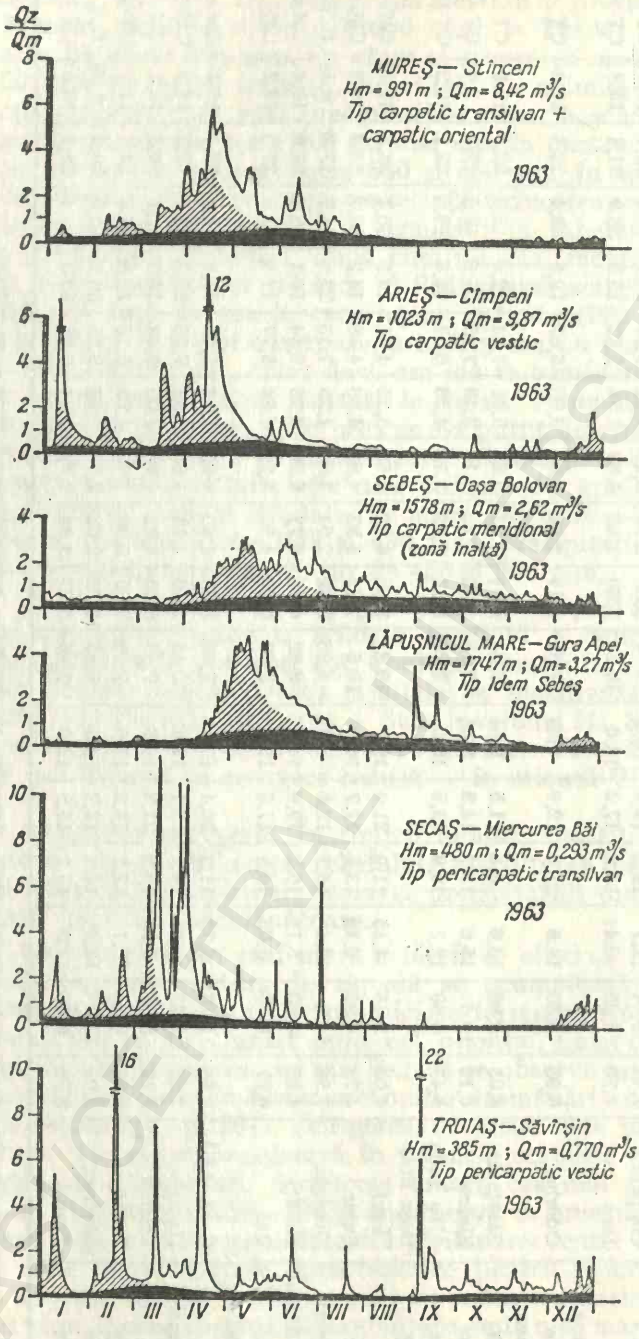

Qz/Qm
MUREŞ — Stînceni
Hm = 991 m ; Qm = 8,42 m³/s
Tip carpatic transilvan + carpatic oriental
1963
ARIEŞ — Cîmpeni
Hm = 1023 m ; Qm = 9,87 m³/s
Tip carpatic vestic
1963
SEBEŞ — Oaşa Bolovan
Hm = 1578 m ; Qm = 2,62 m³/s
Tip carpatic meridional (zonă înaltă)
1963
LĂPUŞNICUL MARE — Gura Apei
Hm = 1747 m ; Qm = 3,27 m³/s
Tip idem Sebeş
1963
SECAŞ — Miercurea Băi
Hm = 480 m ; Qm = 0,293 m³/s
Tip pericarpatic transilvan
1963
TROIAŞ — Săvîrşin
Hm = 385 m ; Qm = 0,770 m³/s
Tip pericarpatic vestic
1963
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII

Fig. 114. Hidrografe caracteristice tipurilor de regim hidrologic din bazinul Mureşului (I. Ujvári).

aer subtropicale după toate semnele sînt foarte frecvente iarna la sud de Munţii Apuseni provocînd scurgere ridicată de iarnă în toată zona Munţilor Zărandului - Metaliferi şi Trascău, care de altfel aparţin tipului carpatic vestic (v. tabelul 65). Iara însă se abate în mare măsură de la regimul restului afluenţilor Arieşului, distingîndu-se printr-un regim de iarnă stabil, cu topiri tîrzii ale zăpezilor, ploi abundente în mai-iulie, din care cauză se aseamănă cu regimul Someşului Rece, avînd debitul lunar maxim în luna mai (aproape egal cu aprilie), cu volume ridicate ale scurgerii şi în timpul verii (31,4%).

Afluenţii Mureşului dinspre Carpaţii Meridionali aparţin în bună parte *tipului carpatic meridional* (Sebeş, Cugir, Strei), cu scurgere deosebit de abundentă la sfîrşitul primăverii şi la începutul verii (maxima în luna mai, din cauza topirii tîrzii ale zăpezilor de la altitudini mari). Regimul lor de iarnă este stabil, iar scurgerea de vară depăşeşte cu mult pe cea de iarnă (v. tabel 65). Restul afluenţilor care îşi au

izvoarele la altitudini mai mici (Pian, Orăştiei, Cerna, Dobra) au scurgerea cea mai mare în aprilie, iar pe anotimpuri aceasta este mai ridicată iarna decît vara.

Prin urmare, pe Mureşul superior şi mijlociu se observă dominarea scurgerii din luna aprilie, crescînd spre aval ponderea scurgerii de iarnă. Sub influenţa rîurilor care vin dinspre Carpaţii Meridionali, în aval de Strei creşte în mod accentuat ponderea scurgerii din mai (cu 2%).

Din cele expus mai sus, reiese necesitatea deosebită a acumulărilor pentru Mureşul superior, Arieş, rîurile din Podişul Transilvaniei şi munţii Zarand — Metaliferi — Trascău. Acumulările însă din Carpaţii Meridionali vor avea efectul cel mai mare pentru acoperirea necesităţilor de apă din perioada caldă.

Scurgerea şi debitele maxime. Acestea se observă, în general, în perioada caldă, deci în timpul viiturilor provenite din ploi. Din cauza regimului hidrologic foarte variat, schiţat mai sus, se întîmplă foarte rar ca scurgerea ridicată cu asigurări rare să cuprindă deodată tot bazinul. Un asemenea caz a fost sesizat de S. Dumitrescu (48) în primăvara anului 1932, cînd bazinul a fost acoperit cu un strat mediu de circa 0,5 m de zăpadă care datorită ploilor abundente care au căzut în acelaşi timp, s-a topit într-un interval scurt provocînd la începutul lunii aprilie inundaţii în tot lungul rîului (maxime asig. cca. 2%).

Viitura catastrofală de pe Mureşul Mijlociu, din mai 1970, a fost provocată de ploile foarte abundente (100—120 mm/2 zile) care au căzut pe bazinul Mureşului în aria versanţilor vestici ai masivelor Călimani — Gurghiu — Harghita. Solul îmbibat de precipitaţiile precedente precum şi unele resurse de zăpadă de la altitudinile de peste 1 000 m, care s-au topit în zilele călduroase dintre 5— 11mai (s-a constatat în jur de 1 m grosime pe Harghita), au favorizat producerea viiturii de la 12—25 mai 1970 care a produs mari pagube în construcţiile din lunca inundabilă, şi socotită neinundabilă, a Mureşului în aval de Reghin, a Nirajului şi Tîrnavelor. După indicatoarele existente în aria de geneză a viiturii scurgerea maximă a atins valori record, care au frecvenţă în jur de 0,1—0,5%. Din cauza suprapunerii în timp a undelor de viitură de pe Tîrnave şi Mureş, la Alba Iulia nivelul record cunoscut a fost depăşit cu aproape 4 m (valorile exacte sînt în curs de restabilire). În amonte de Defileul Topliţa-Deda din cauza protecţiei depresionare unda de viitură s-a manifestat slab (creşteri de 34 cm la Remetea, în zilele de 12—13 mai), iar în aval de Alba Iulia unda de viitură nu a mai fost alimentată şi s-a stins treptat spre Arad, unde debitele maxime au depăşit cu puţin valoarea cu asigurare de 1%. În acest sens s-au schimbat şi amplitudinile variaţiei de nivel, care pot fi urmărite în fig. 115. Menţionăm vitezele relativ mici de propagare a undei de viitură din sectorul Culoarului Mureşului inferior, care din cauza pantelor mici şi a rugozităţii mari a luncii abia au ajuns la 2—4 km/oră. Debitele maxime determinate au fost: la Alba Iulia 2 192 m^3/s (122 $l/s/km^2$) şi la Arad 2 150 m^3/s (79 $l/s/km^2$). După calculele preliminare, debitul maxim la Tîrgu Mureş a atins 1 144 m^3/s (304 $l/s/km^2$), ceea ce este o valoare apropiată de cea calculată pentru frecvenţa de 1% (v. tabelul 66).

Scurgerea maximă elementară (suprafaţa bazinală sub 10 km^2) are valori mai reduse în depresiuni (Mureşul superior, vestul Podişului Transilvaniei),

TABELUL 66

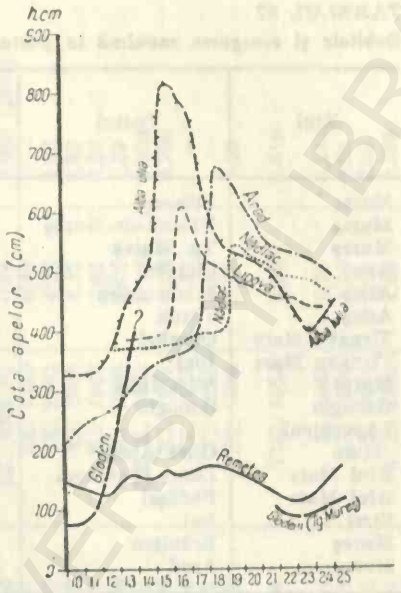
Caracteristicile hidrologice ale viiturii din mai 1970 în bazinul Mureş

(După studiile preliminare ale I.M.H.)

Rîul	Post	Nivel max. (cm)	Q max. (m^3/s)	q max. ($l/s/km^2$)	h (mm)	Fazele (în ore)				Volum (mil. m^3)		Data şi ora producerii maximei
						creş-tere	scăde-re 1/5	scăde-re 1/2	durata totală	creştere	total	
Gurghiu	Solovăstru	257	272	585	67	43	17	53	96	13,7	37,5	13 mai ora 11
Luţ	Breaza	586	164	630	93,5	36	16	36	72	6,70	20,6	13 mai ora 05
Mureş	Glodeni	365	1 144	304	62	24	24	154	178	88,6	323	13 mai ora 16
Niraj	Cinta	513	338	606	129	22	20	139	161	7,40	71,9	13 mai ora 05
Comlod	Band	502	105	323	46	32	14	37	69	7,88	15	14 mai ora 01
Luduş	Luduş	403	38,2	61	49	86	249	285	371	7,42	30,9	15 mai ora 03
Mureş	Ocna Mureş	470	1 580	160	50,2	54	25	179	233	132	498	14 mai ora 13
Tîrnava Mare	Ţopa	678	735	419	59	44	20	40	84	44,6	104	14 mai ora 01
Tîrnava Mare	Mediaş	747	708	264	61,3	70	27	91	161	48,5	142,5	14 mai ora 15
Tîrnava Mare	Blaj	403	752	206	30	69	18	34	103	54,15	111	15 mai ora 07
Tîrnava Mică	Tîrnăveni	580	554	377	28,6	107	6	14	121	27,1	42,1	14 mai ora 17
Mureş	Alba Iulia	806	2 192	122	50,9	73	42	180	243	251	847	15 mai ora 08
Mureş	Brănişca	662	2 612	107	18,6	25	58	121	146	65,5	1040	16 mai ora 04
Mureş	Arad	689	2 150	79	—	23	60	131	190	—	1100	18 mai ora 08

BCU "MIHAIL KOGĂLNICEANU" CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 115. Unda de viitură și propagarea ei în lungul Mureșului, în mai 1970.



unde ea variază în jur de 5—10 m³/s/km². În munți ea depășește 10—15 m³/s/km² (asig. 1%).

Menționăm, că frecvența mai mare a debitelor maxime anuale din topirea zăpezilor și din ploi este evidentă și în cazul tipului de regim pericarpatic vestic din bazinul Mureșului. În acest sens amintim viiturile din ianuarie 1955 în munții Zarandului-Metaliferi, debitele catastrofale din primăvara anului 1940 etc.

Scurgerea și debitele minime. Aceste fenomene se produc de regulă în perioada rece a anului în cursul Mureșului superior și pe afluenții montani, iar în partea vestică a bazinului cu precădere în perioada de vară-toamnă. Acest aspect poate fi urmărit în tabelul 68.

Repartiția teritorială a scurgerii minime medii lunare cu asigurare de 95% urmărește fidel legile formării scurgerii tratate deja la bilanțul hidrologic. Ea are valori reduse în Podișul Transilvaniei (sub 0,1 l/s/km²) și în jur de 0,05 l/s/km² în Cîmpia Aradului. Conform zonalității verticale a umidității, crește și valoarea scurgerii minime din această categorie pînă la 0,5—1,5 l/s/km² în regiunile dealurilor înalte și a munceilor din Munții Apuseni și pînă la 3—10 l/s/km² în munți. Valori relativ mari ale scurgerii minime se observă în Depresiunea Giurgeului, unde apele subterane acumulate în cantități mari asigură o alimentare subterană permanentă rîurilor ce drenează cîmpia din fundul depresiunii.

Secarea rîurilor este mai frecventă în regiunile de podiș, dar numai în cazul rîurilor cu suprafețe bazinale mici. Dintre unitățile mai mari amintim Comlodul la Band, care deși are un bazin de 322 km² a secat totuși în toamna anului 1963 timp de trei luni și în iarna lui 1954 — două luni (v. tabe-

TABELUL 67

Debitele şi scurgerea maximă la posturile hidrometrice din bazinul Mureşului

Rîul	Postul	Debite maxime (m^3/s) cu asig.				Scurgerea maximă specifică (1%) ($l/s/km^2$)
		1%	3%	5%	10%	
Mureş	Stînceni	500	420	310	240	335
Mureş	Vălenii-de-Mureş	640	510	450	380	274
Mureş	Tg. Mureş	870	750	630	540	215
Arieş	Cîmpeni	360	350	250	210	570
Arieş	B. de Arieş	530	440	380	330	444
Arieş	Turda	780	590	510	420	326
Tîrnava Mare	Odorhei	300	260	200	160	457
Tîrnava Mare	Blaj	430	390	320	250	120
Mureş	Alba Iulia	1 690	1 330	1 160	970	95
Geoagiu	Geoagiu	290	270	220	140	973
Lăpuşnicul Mare	Gura Apei	170	150	120	90	1 700
Rîul Mare	Lunca Tomeasa	420	280	265	215	1 800
Rîul Mare	Pădăşel	565	380	360	285	1 720
Strei	Pui	220	190	150	120	718
Mureş	Brănişca	2 010	1 600	1 300	1 090	83
Mureş	Arad	2 120	1 700	1 490	1 260	78

lul 68). De asemenea, există referiri şi la secarea Ierului din Cîmpia Mureşului înainte de transformarea lui. Seacă şi pîraiele din Munţii Zarand-Metaliferi, ca de ex. Ampoiul la Zlatna, Troiaşul la Săvărşin, dar pe suprafeţe bazinale mai reduse (50—200 km^2). Scurgere intermitentă au văile cu bazine mult mai mici în cîmpie şi podiş (sub 30—50 km^2).

Temperatura apei. În bazinul Mureşului temperatura apei nu diferă de cea observată la alte bazine hidrografice din Bazinul Transilvaniei. Se remarcă unele particularităţi specifice în ceea ce priveşte temperaturile maxime atinse vara şi în anotimpul rece. Contrastele mari se observă, în decursul unui an, în regiunile joase şi mai ales în cele depresionare, unde vara temperatura maximă se ridică pînă la 30—34°C, iarna fiind totodată de durată mare.

Temperatura maximă (şi cu aceasta se poate caracteriza perioadele VI—IX) în Depresiunea Giurgeului atinge 25—29°C. În deplasarea maselor de ape încălzite spre aval, intervine un oarecare efect de răcire din partea pîraielor ce vin în Defileul Topliţa-Deda. Astfel, de exemplu: Răstoşnea care şi are obîrşia în regiunile înalte ale Călimanilor aduce ape ale căror temperaturi maxime sînt în jur de 22°C. Spre aval, în schimb, pîraiele de cîmpie aduc în Mureş apă puternic încălzită pînă la 30—34°C (Nirajul 31,3°; Comlodul 30,7°C; Arieşul 30°C, Tîrnava 34°C, Ampoiul 32,5°C). Prin urmare temperaturile cele mai ridicate ale Mureşului la Alba Iulia ating 29—30°C. Înspre aval însă rîul primeşte un aflux de ape mai reci cu cîteva grade (Sebeşul cu maxima de 26°C, Cugirul cu 26°C, Geoagiul cu 27,5°C, Streiul cu 27°C etc.), iar maximele sale la Brănişca scad la 28°C şi la Săvîrşin la 27°C, ca să se încălzească apoi spre aval din nou pînă la 29°C la Arad.

Apele cele mai reci, în perioada de vară, se întîlnesc în regiunile alpine în bazinele Sebeşului, Cugirului şi Streiului, unde maximele ating 15—19°C.

TABELUL 68

Date de bază cu privire la valorile scurgerii minime ale riurilor din bazinul Mureș

Riul	Post	Debite medii lunare minime				qmin (95%) specific (l/s. km²)	Debit min. zi (95%) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă			
		Qmin(m³/sec)	Data prod. luna, anul	Q min (m³/sec.)	Data prod. Luna, anul		
Topliţa	Topliţa	0,21	I. 1954	0,63	X. 1963	1,0	0,180
Mureş	Stînceni	1,63	XII. 1953	1,83	IX. 1950	1,09	1,20
Răstoliţa	Răstoliţa	0,47	I 1954	0,89	IX. 1961	2,97	0,36
Gurghiu	Solovăstru	0,96	I. 1954	1,87	IX. 1963	1,73	0,88
Mureş	Tg. Mureş	2,60	I. 1954	5,87	IX—X. 1961	0,64	1,23
Comlod	Band	0,000	I,II. 1954	0,000	IX, X, XI. 1963	0,000	0,000(1954,1963)
Arieşul Mare	Scărişoara	0,45	I. 1954	0,44	X. 1962	2,20	0,240
Arieş	Cîmpeni	0,87	XII. 1953	1,01	X. 1953	1,38	0,80
Arieş	Baia de Arieş	2,18	XII. 1963	2,18	X. 1950	1,83	—
Iara	Iara	0,35	I—II. 1954	0,62	VIII. 1963	1,28	—
Arieş	Turda	2,63	XII. 1953	2,87	X. 1950	1,10	1,33
Tîrnava Mare	Odorhei	0,53	II. 1954	1,13	X. 1953	0,81	—
Tîrnava Mare	Blaj	0,82	II. 1954	1,14	X. 1963	0,23	—
Tîrnava Mică	Sărăţeni	1,60	I. 1954	1,00	X. 1950	2,23	—
Tîrnava Mică	Tîrnăveni	1,64	I. 1964	1,30	IX. 1950	0,88	1,10
Ampoi	Zlatna	0,09	I. 1964	0,02	IX. 1961, 62	0,14	0,000 (1961)
Mureş	Alba Iulia	7,06	I. 1954	14,5	IX. 1950	0,40	—
Sebeş	Oaşa-Bolovani	0,85	I. 1964	1,52	X. 1962	4,28	0,86
Sebeş	Şugag	2,28	XII. 1956	3,08	XI. 1963	4,12	1,50
Dobra	Dobra	0,24	I. 1966	0,32	XI. 1963	1,32	0,20
Sebeş	Petreşti	2,06	XII. 1963	3,18	XI. 1965	2,95	1,79
Secaş	Miercurea-Băi	0,12	XII. 1962	0,03	IX, X. 1962	0,17	0,008
Riul Mare	Cugir	0,80	I. 1964	0,80	XI. 1957	2,66	0,790
Geoagiu	Geoagiu	0,17	XII. 1953	0,34	IX. 1961	0,57	—
Riul Bărbat	Hobiţa	0,64	II. 1964	0,72	XI. 1965	6,82	—
Strei	Pui	1,15	I. 1964	1,10	IX. 1952	3,57	1,00
Lăpuşnicul Mare	Gura Apei	0,53	II. 1964	0,66	VIII. 1952	6,60	0,510
Lăpuşnicul Mic	Gura Apei	0,26	II. 1964	0,34	X. 1962	6,75	0,244
Riul Şes	Lunca Tomeasa	0,69	II. 1954	0,81	IX. 1950	7,75	0,58
Riul Mare	Pădeşel	2,42	II. 1954	2,42	X. 1961	7,40	2,00
Galbena	Haţeg	0,56	I. 1964	0,74	VIII. 1962	1,60	0,500
Strei	Petreni	4,06	II. 1954	4,48	X. 1965	2,10	—
Mureş	Brănişca	20,8	I. 1954	21,4	IX. 1950	0,86	19,6
Troiaş	Săvîrşin	0,07	I. 1954	0,04	IX. 1961	0,56	0,000 (1962)
Mureş	Arad	26,5	II. 1954	26,8	X. 1962	0,93	24,4

Iarna fenomenele de îngheţ cele mai stabile se formează în Carpaţii Orientali, în Depresiunea Giurgeului, după care spre aval scade durata şi frecvenţa lor anuală. Această repartizare (v. fig. 116) se poate considera ca o însuşire favorabilă deoarece desgheţul pornind din aval spre amonte nu duce la formarea unor aglomerări periculoase de gheaţă, de zăpoare, care să provoace inundaţii. Unele aglomerări se observă mai frecvent la Tîrgu Mureş unde şi barajul hidrocentralei contribue la reţinerea sloiurilor de gheaţă (7 cazuri din 15 ani), la Vălenii de Mureş (3 cazuri), la Arad (3 cazuri), pe Gurghiu la Solovăstru (5 cazuri din 10 ani), pe Tîrnava Mare la Odorhei (9 cazuri din 15 ani) etc. Durata lor este însă redusă (1—7 zile), cu excepţia Solovăstrului şi Tg. Mureş, unde s-au menţinut 20—23 de zile.

Durata podului de gheaţă variază în medie de la 35 pînă la 65 de zile pe Mureşul superior şi de la 31 pînă la 45 de zile în aval de Tg. Mureş. Acesta se reduce o dată cu pătrunderea rîului spre zonele vestice unde iernile sînt mai calde. Totodată podul de gheaţă aproape că lipseşte în munţi, unde rîurile au pante longitudinale mai mari de 15—20 m/km. Astfel, de exemplu el nu se observă la izvoarele Topliţei, Gurghiului, Arieşului (la Scărişoara sosesc din abundenţă ape carstice), Sebeşului, Cugirului, Rîului Mare (v. fig. 116).

În general, se poate afirma că gheaţa nu prezintă probleme deosebite în regimul Mureşului şi afluenţilor săi; gheaţa interioară se formează însă pretutindeni şi trebuie ţinut cont de ea la construcţiile hidrotehnice, mai ales la altitudini mari.

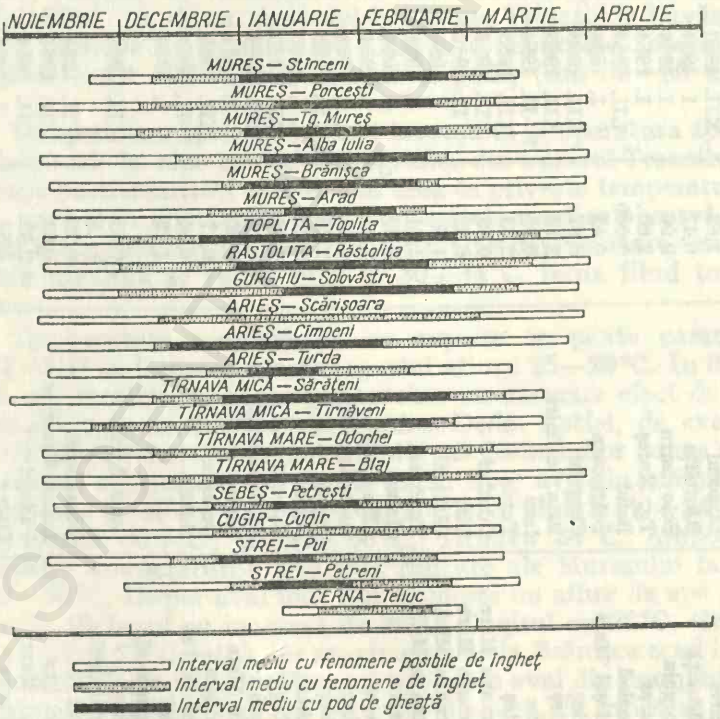


Fig. 116. Diagrame caracteristice fenomenelor de îngheţ din bazinul Mureşului (I. Ujvári).

Scurgerea solidă. Acest fenomen a fost studiat de C. Diaconu la 18 posturi hidrometrice din bazin, pe baza observaţiilor directe din perioada 1952—1967. Din aceste studii a reieşit, că în bazinul rîului nu există regiuni extinse cu eroziune deosebit de accentuată care să fie sesizabilă prin datele de observaţii pe rîuri (v. tabelul 69).

Turbiditatea cea mai ridicată se formează pe rîurile din Podişul Transilvaniei şi Podişul Tîrnavelor, unde ajunge în medie la 500—1 000 g/m³, ceea ce în condiţiile scurgerii medii lichide de 50—120 mm/an, duce la o eroziune specifică de 0,7—2,5 t/ha/an. Este interesant că aceste valori, după toate semnele, se produc şi în aria rocilor flişoide, gresoase sedimentare din munţii Zarandului şi Metaliferi.

În regiunile de munte, şi mai ales în cele cu dominarea rocilor metamorfice, eruptive şi calcaroase, atît turbiditatea apei cît şi scurgerea solidă specifică sînt reduse ($\rho <$ de 500 g/m³ şi $r <$ 1 t/ha/an). Turbiditatea este deosebit de redusă (sub 100 g/m³) în regiunile alpine din bazinul Sebeşului, Streiului şi chiar la izvoarele Mureşului, în Defileul Topliţa-Deda şi la izvoarele Nirajului, Tîrnavei Mari şi Tîrnavei Mici (v. tabelul 69).

TABELUL 69

Scurgerea şi debitele solide medii (1952—1967) pe rîurile din bazinul Mureşului (282).

Rîul	Post	Q (m³/s)	R (kg/s)	ρ (g/m³)	r (t/ha/an)
Mureş	Stînceni	10,5	0,83	75	0,18
Mureş	Vălenii de Mureş	23,0	2,0	87	0,27
Mureş	Tg. Mureş	35,3	7,10	200	0,55
Arieş	Cîmpeni	12,2	1,20	100	0,60
Arieş	Turda	24,5	4,95	205	0,65
Tîrnava Mică	Tîrnăveni	8,68	7,30	840	1,96
Tîrnava Mare	Ţopa	9,03	6,66	740	1,26
Vişa	Şeica Mare	1,25	1,00	800	0,68
Tîrnava Mare	Blaj	12,8	8,00	630	0,70
Mureş	Alba Iulia	97,9	44,5	455	0,79
Sebeş	Petreşti	8,23	1,30	160	0,59
Strei	Pui	5,67	1,55	220	1,23
Rîul Bărbat	Hobiţa	3,00	0,095	32	0,32
Rîul Mare	Pădăşel	11,9	0,80	67	0,72
Galbena	Haţeg	2,82	0,95	335	0,86
Strei	Petreni	23,4	3,80	160	0,63
Cerna	Teliuc	3,60	0,70	195	0,47
Mureş	Arad	161,00	86,5	535	1,01

În medie, pe bazin, turbiditatea Mureşului este de 535 g/m³, iar debitul solid ajunge la 87 kg/s. Astfel, deci, Mureşul transportă peste graniţele ţării 2 730 000 tone de aluviuni anual, ceea ce corespunde unui volum de 1,84 mil. m³ de sol şi unui strat erodat de 0,067 mm.

Particularităţile hidrochimice. Chimismul apelor Mureşului corespund în general cu cele constatate în Carpaţi şi zonalităţii hidrochimice interne a Bazinului Transilvaniei.

Este redusă mineralizarea apei în regiunea de izvoare a Mureşului, care primeşte un aflux de ape dinspre eruptiv, apropiate ca mineralizare de apele

meteorice (30—80 mg/l), iar din dreapta, dinspre Munţii Giurgeului cu valori puţin mai ridicate. Aceste calităţi, apele Mureşului le menţin pînă la ieşirea lor în Podişul Transilvaniei unde se mineralizează treptat, tot mai mult spre aval, sub influenţa afluxului de ape din sedimentarul Cîmpiei Transilvaniei. La Ocna Mureşului, în urma efectului apelor evacuate de Uzinele de Produse Sodice şi din cauza unor dizolvări directe ale masivelor de sare care apar chiar şi în depozitele de luncă, tipul de mineralizare a Mureşului se transformă din ape carbonatate calcice în tip cloruro-sodice, dar cu mineralizare normală (sub 1 g/l).

Ridicarea mineralizării apei Mureşului în cuprinsul Podişului Transilvaniei se produce conform zonalităţii interne de mineralizare a apelor superficiale şi subterane tratate deja. Din brîul diapiric estic primesc izvoare cloruro-sodice Gurghiul inferior, Deleniul şi Ideciul de pe Mureş şi Tîrnava Mică la Sovata. Din brîul diapiric vestic amintim afluxul de ape cloruro-sodice dinspre Valea Vişei (Ocna Sibiu), Sărata şi Valea Florilor afluenţi din stînga ai Arieşului şi unele surse (Miercurea Băi) din Valea Secaşului (Sebeş). Dintre acestea, efect mai ridicat îl are afluxul de ape clorurate sosite din direcţia Sovatei, care transformă tipul hidrochimic atît al Tîrnavei Mici, cît şi al Tîrnavelor unite pînă la vărsare în tip cloruro-sodic. Ca o curiozitate amintim, că P. Marosi a identificat ape freatice cloruro-sodice în Cîmpia Mureşului (Aradului) şi Arancăi, ceea ce poate avea proveniență numai din concentrările acestor săruri ajunse acolo prin infiltraţii laterale din Mureş (procesul sărărturării continentale).

Ape subterane cloruro-sodice, sulfatice, magneziene, iodurate, bromurate sînt drenate de Mureş atît în sectorul diapiric, cît şi în aval, la intersectarea brahianticlinalelor, domurilor din zona centrală a Cîmpiei transilvane (informaţii verbale P. Marosi şi S. Szakács), însă cantitatea lor este atît de redusă, încît pînă la Ocna Mureşului rîul rămîne în clasa apelor carbonatate din grupa calciului. În aval, apele devin cloruro-sodice cu mineralizare mijlocie şi ridicată, iar în aval de Strei îşi redobîndesc profilul hidrochimic iniţial, dar cu mineralizări mai ridicate (400—600 mg/l) după cum reiese şi din tabelul 70.

Din tabel se relevă în mod special duritatea foarte ridicată a apelor din Cîmpia Transilvaniei, cauzată de clima secetoasă şi conţinutul mare în săruri minerale (carbonaţi, sulfaţi, calciu şi magneziu). Mineralizarea apei din rîuri la ape mici variază între 1 000 şi 2 000 mg/l. Prin urmare mineralizarea lacurilor din valea Luduşului se dovedeşte şi ea destul de ridicată (1 500—1 800 mg/l), încadrîndu-se în clasa apelor carbonatate-sulfatate din grupa calciului cu posibilitatea inversării după perioada de vară în tip sulfatat-hidrocarbonatat, avînd în vedere spălarea sulfaţilor din deluviu de către scurgerea superficială.

Dintre sursele de poluare a apelor amintim întreprinderile de prelucrare a minereurilor din valea Arieşului (cianuri, fenoli, suspensii), întreprinderile de produse chimice din văile Tîrnavelor (amoniac, azotaţi), întreprinderile siderurgice de la Călan (Streiul Mic) şi de la Hunedoara (Cerna cu fenoli, substanţe biogene, acidităţi, suspensii etc.), Tîrgu Mureş, Ocna Mureşului, Alba Iulia, Deva, Aradul, Turda şi Cîmpia Turzii cu deversări de ape uzate ale unor întreprinderi chimice, de prelucrare de minereuri, produse cloruro-sodice etc. în parte epurate deja. Debitele bogate ale Mureşului, cursul

TABELUL 70

Date hidrochimice privitoare la apele Mureşului şi a unor afluenţi (la ape mici)

Rîul Post	Data probei	Q m³/s	*p*H	Rez. fix (mg/l)	Cationi (mg/l) Anioni						Durit. gr. g.
					Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
Mureş	26. IV.	7,38	7,5	85	*22,4*	12,1	1,14	4,85	8,6	*65*	3,92
Stînceni	25. II.	4,70	7,4	142	*28,0*	12,1	19,9	27,07	10,5	*93*	4,42
Mureş	30. III.	25,3	7,2	132	*42,0*	2,0	20,0	13,73	21,9	*93*	4,48
Tg. Mureş	29. IX.	6,2	8,2	257	33,6	10,1	*62,9*	96,82	28,0	*114*	4,76
Mureş	31. III.	61,6	7,2	486	*120,4*	26,2	70,6	64,76	155,0	*174*	15,68
Alba Iulia	13. IX.	18,6	7,0	771	*218,4*	24,2	161,9	23,76	442,0	*188*	25,20
Mureş	19. V.	217	7,9	247	*72,8*	14,1	27,9	1,78	59,0	*167*	9,24
Arad	23. IX.	33,0	7,8	461	*155,5*	23,2	88,3	21,58	267,0	*147*	18,76
Tîrnava Mică	19. IV.	3,44	7,1	446	22,4	10,1	*154,9*	26,20	131,4	*194*	3,64
Sărăţeni	28. X.	1,68	7,5	541	25,2	10,1	*181,0*	11,33	*286,0*	80	3,70
Tîrnava Mică	21. II.	7,72	8,0	302	*100,8*	8,1	90,1	5,13	123,8	*261*	11,20
Tîrnăveni	27. X.	2,20	7,5	751	61,6	20,2	*227,3*	22,46	*346,0*	229	8,96
Vişa	30. III.	0,55	7,4	682	95,2	24,2	*177,0*	75,98	135,2	*418*	12,88
Şeica Mare	12. IX.	0,35	7,7	1 143	142,8	16,1	*335,8*	20,93	*472,0*	401	16,5
Comlod	20. II.	2,67	7,0	260	*190,0*	52,0	103,0	*328,0*	63,7	*348*	26,30
Band	15. IX.	0,006	8,2	1 004	*294,0*	143,1	26,9	66,43	276,0	*575*	49,28
Lacul Zaul	20. XI.	0,015	8,2	1 643	*229,0*	173,4	168,6	*617,2*	181,0	521	54,2
de Cîmpie	17. III.	1955 —	—	1 775	*284,8*	—	70,1	120,0	106,8	*1 194*	—

BCU CLUJ CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

lui cu viteze relativ ridicate asigură o auto-epurare rapidă. Desigur, acest proces este ajutat de afluxul mare de ape de munte, cu mineralizare mică care produc diluţii de seamă.

În concluzie, reţeaua hidrografică, resursele de apă din bazinul Mureşului oferă posibilităţi vaste de utilizare în economia naţională. Dintre rîurile interioare Mureşul are un potenţial hidroenergetic ce-l situează pe locul trei (4,3 TWh/an). Sisteme hidroenergetice cu putere mare sînt proiectate deocamdată pe Sebeş, pe Strei (Rîul Mare), iar acumulări de amploare sînt prevăzute şi pe Tîrnave: pe Tîrnava Mică cca. 35 000 000 m³ şi pe Tîrnava Mare 85 000 000 m³ (la Porumbeni). Este în studiu, de asemenea, un lac de acumulare în amonte de Luduş pe Mureş cu cca. 30 000 000 m³ şi pe sectorul Culoarului inferior (Păuliş) cu un volum de 115 000 000 m³. În afară de acestea, sînt încă în studiu o serie de acumulări locale, retenţii temporare pentru combatarea inundaţiilor în combinaţie cu îndiguiri.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XVIII

Grupa rîurilor sud-vestice (Banat)

Sistemele principale de rîuri care se organizează la sud de Mureş, sînt afluenţii direcţi ai Tisei (sistemele Aranca şi Bega) sau ai Dunării (Timiş — Cerna) (v. fig. 124).

Sistemul Aranca. Bazinul hidrografic al acestui sistem se suprapune peste cursurile parazitare vechi ale Mureşului (holocene), care înainte de îndiguirea acestuia erau inundate la ape mari. Complexul Aranca se află şi azi sub influenţa apelor mari ale Mureşului, dar legătura se realizează hidraulic pe cale subterană.

Izvoarele Arancăi se află lîngă Fenlac, de unde porneşte şi digul stîng al Mureşului. Cursul lui principal traversează frontiera cu R.F.S. Iugoslavia şi se varsă în Tisa la sud de Senta, la Pade. Sistemul său drenează pe teritoriul ţării noastre o suprafaţă de 1 016 km², iar cursul său principal are o lungime de 108 km pînă la frontieră.

Bazinul hidrografic al Arancăi se prezintă ca o adevărată zonă de divagare, puternic aluvionată, părăsită însă de afluxul unor ape de inundaţie de mare amploare. Astfel, este suficient să amintim că pe marea majoritate a suprafeţei sale apele freatice sînt la adîncimi de 0—2 m ; lăcoviştile ocupă din bazin 316,6 km², sărăturile 158 km², aluviunile mai mult sau mai slab solificate 78 km², iar cernoziomurile desvoltate pe popinele loessoide abia 381 km². Mai ales în partea dreaptă a cursului, apele freatice ale Arancăi au variaţii influenţate de variaţiile de nivel ale Mureşului. În anii cu precipitaţii bogate, în timpul iernii, sistemul poate fi inundat şi de apele interioare. Astfel, în 1942 după topirile începute la 2 martie din cauza rezervelor mari de zăpadă şi a ploilor (444,3 mm) în bazinul Arancăi a fost inundată o suprafaţă de 500 km², iar în 1932—300 km². Aceste inundaţii însă s-au produs şi din cauza cantităţii mici de apă care a putut fi trecută prin stăvilarele înguste de la frontieră.

Lucrările de hidroamelioraţii, efectuate în ultimul deceniu, se axează pe patru sisteme de desecare, prezentate în fig. 117.

1. Sistemul de desecare Timiş-Aranca (66,7 km²) ;
2. Sistemul de desecare Aranca superior (233,6 km²) ;
3. Sistemul de desecare Galatca (107,6 km²) ;
4. Sistemul de desecare Aranca mijlociu (608,0 km²).

Densitatea medie a canalelor de desecare variază între limite largi (0,50 km/km² Aranca superior; 0,29 km/km² Aranca mijlociu).

În afară de acestea se extind treptat și suprafețele irigate, cele mai eficiente fiind cele de la Periam, Igriș și Cenad.

Pentru asigurarea unei alimentări cu apă în condiții bune de irigație, s-a construit o priză de apă din Mureș la Cenad spre sistemul Aranca.

Sistemul Bega, este ultimul afluent din stînga al Tisei. Pe teritoriul țării noastre este constituit din două cursuri colectoare, Bega și Bega Veche, care confluează pe teritoriul R.S.F. Iugoslavia, la Klek, în amonte de vărsarea rîului în Tisa, la Titel. Ambele sisteme s-au adaptat în sectoarele lor de cîmpie la zona veche de divagare a Mureșului și Timișului, ca relief și structură fiind asemănătoare cu cele întîlnite în cazul Arancăi. Ele drenează împreună o suprafață de 4 262 km², însă cumpăna apelor, mai ales în regiunile de cîmpie, este discutabilă. Acceptăm această cifră folosită în hidroameliorații, deoarece ea a fost obținută nu numai pe baza cumpenelor de ape superficiale, ci și prin luarea în considerare a sistemelor de desecare, care influențează în mare măsură repartiția apelor în rețea (10).

Rîul Bega ($S = 2\,241$ km²; $L = 168{,}6$ km) își culege apele din Munții Poiana Ruscăi, de sub vîrful Padeș (1 359 m), de la altitudinea de 1150 m. Regiunea se caracterizează prin dominarea rocilor cristaline și printr-o puternică împădurire (la postul Făget 65%). Imediat după obîrșie rîul traversează masivele calcaroase paleozoice cristaline de la Luncani, formînd chiar o mică depresiune de eroziune și chei. Panta sa longitudinală în sectorul montan variază între 5 și 30 m/km, media ei fiind de 15 m/km.

La poalele nordice ale munților Poiana Ruscăi, Bega primește pe primul său afluent din dreapta, Sașa ($S = 169$ km²; $L = 31$ km). De aici rîul se îndreaptă spre vest către Cîmpia Begăi și Dealurile piemontane ale Lipovei, la modelarea cărora a contribuit în pliocen și la începutul pleistocenului și Mureșul. Spre vest, o dată cu deschiderea tot mai largă a golfului piemontan, confluează cu Bega afluenți din ce în ce mai mari. Dintre aceștia amintim din dreapta pe Homoșdia cu Nândreasca ($S = 31$ km; $L = 7$ km), pîrîul Coșteiului sau Icui ($S = 45$ km²; $L = 9$ km). În aval de Făget urmează seria afluenților veniți dinspre Piemontul Lipovei, cum sînt Bunea ($S = 122$ km²; $L = 13$ km), Topla, Cladova ($S = 58$ km²; $L = 17$ km) Niereghișul, Fădimacul, Minișul ($S = 180$; $L = 26$ km), Chizdia ($S = 230$ km²; $L = 34$ km) Lipariul și Gherteamoșul ($S = 96$ km²; $L = 26$ km). Din cîmpia piemontană își adună apele ultimul său afluent din dreapta, care se varsă în rîu, Behela sau Luchinul ($S = 62$ km²; $L = 21$ km). Afluenții din stînga, grupați în partea superioară a sistemului, pînă la Leucușești sînt: Carpenilor, Șopot, Vădana ($S = 34$ km²; $L = 16$ km), Zopana, Balașina și în fine cel mai mare afluent al Begăi, care pătrunde pînă în miezul Munților Poiana Ruscăi, rîul Gladna ($S = 243$ km²; $L = 30$ km).

În sectorul piemontan al rîului, care ține pînă la confluența cu Minișul, pantele lui variază în jur de 1,0 m/km, dar spre aval scad sub această valoare. Din cauza debitelor relativ mari și a pantelor reduse, Bega divaghează destul de puternic pe acest sector avînd tendința de abatere spre nord, adică spre dreapta. Cursul său este însoțit pe partea stîngă de o serie de pîraie care curg paralel, cum sînt: pîrîul Băieștilor, Timișelului și Glavița ($S = 86$ km²; $L = 19$ km). Acestea se varsă în canalul de alimentare al Begăi

venit din Timiş, de la Coştei, proiectat de Fremaut, o dată cu canalul de descărcare a Begăi spre Timiş între Topolovăţ-Hitiaş.

În aval, în incinta cîmpiei de divagare, apele freatice datorită pantelor mici în multe locuri stagnează. În incintele Timiş-Bega se aflau 65% din terenurile supraumezite, în bună parte inundabile, ale Cîmpiei Banatului. După unele lucrări locale de ameliorare, în anul 1728 a început în aval de Timişoara construirea Canalului navigabil Bega şi a sectorului canalului Făget-Chizătău folosit pentru transportul lemnului, exploatat din cursul său superior, spre Timişoara. Ambele lucrări au fost terminate într-o primă fază în 1756. Bega navigabilă a fost separată de Bega Veche, deşi legătura între ele s-a menţinut în scopul asigurării scurgerii apelor din timpul viiturilor. Spre sfîrşitul secolului al XVIII-lea, lucrările de dezvoltare ale sistemului s-au încetinit. S-au continuat numai îndiguirile, în special pe partea dreaptă a Begăi, şi s-a construit un nou canal navigabil spre mlaştinile de la Alibunar. Bega Veche prin această realizare a fost izolată de Bega navigabilă. Inundaţia din iulie 1859, cea mai mare prin extensiunea ei, a ridicat noi probleme de ameliorare, deoarece apele de suprafaţă au acoperit 5 000 km². S-au elaborat noi proiecte între 1887 şi 1889, realizate parţial, ajungîndu-se la situaţia actuală prin 1912 (v. fig. 117). La începutul secolului nostru pentru asigurarea unei adîncimi corespunzătoare navigaţiei şi reducerii vitezei apei au fost construite o seamă de ecluze şi o uzină hidroelectrică la Timişoara (1909), cu o putere instalată de 1 200 kW la un debit de 36 m³/s.

TABELUL 71

Barajele în lungul Begăi

Nr.	Localitatea	Distanţa de la vărsare (km)	Diferenţa de nivel între biefuri (m)	Înălţimea barajului (m)
1	U. H. E. Timişoara	118,360	5,60	5,60
2	Sînmihaiu român	103,800	2,40	3,50
3	Sînmihaiu german	88,800	2,80	6,25
4	Itebe (R.S.F.I)	73,900	2,50	5,43
5	Klek (R.S.F.I)	45,800	2,40	4,93
6	Ecska (R.S.F.I)	18,800	2,00	5,68
7	Titel (R.S.F.I)	2,0	—	4,50

Canalul Bega, care pentru începutul secolului nostru reprezenta un model ingenios de realizare hidrotehnică, în zilele noastre a trecut pe planul al doilea datorită dezvoltării transporturilor rutiere, mult mai rapide. Cele două vase de pasageri, care circulă între Otelec şi Timişoara nu pot depăşi viteza de 12 km/oră, iar pescajul maxim este de 1,4 m.

Bega Veche, ($S = 2\,048$ km²; $L = 88$ km) reprezintă cursul părăsit al Begăi. În urma lucrărilor de regularizare albia sa a fost, de asemenea, corectată şi îndiguită în aval de confluenţa Beregsăului cu Matca. Ca izvor al sistemului este considerat Beregsăul care îşi are obîrşia în Piemontul Lipovei, în apropierea comunei Sintar (250 m). Avînd o scurgere destul de bogată, în condiţiile pantelor medii de 3,4 m/km pînă la Cernăteaz, în sectorul piemontan produce o eroziune destul de puternică. În partea sa superioară,

în depozitele nisipoase cuaternare, își pierde din debite datorită infiltrațiilor. În sectorul de cîmpie panta medie a albiei este de 0,3 m/km, iar cursul său are un rol important în drenarea apelor freatice apropiate de suprafață, precum și a sistemelor de desecare legate de el.

Din stînga primește un singur afluent mai de seamă: Băcinul sau Suma ($S = 66$ km²; $L = 18$ km); în schimb cei din dreapta, sosiți din Cîmpia înaltă a Vingăi, cum sînt: Niaradul ($S = 160$ km²; $L = 33$ km) și Ierul ($S = 712$ km²; $L = 64$ km), au o dezvoltare mai mare.

Sistemele de desecare și îndiguirile apără suprafețe întinse, preîntîmpinînd formarea excesului de apă. Astfel, în bazinul superior al Begăi și de-a lungul cursului său pe malul drept, prin desecare, s-a permis drenarea unei suprafețe de 75,6 km², iar prin îndiguiri și desecări încă 39,4 km²; pe malul stîng (Complexul Timiș-Bega) sînt apărate 588,8 km² din care sistemele de desecare drenează 182,5 km². Suprafețele apărate de inundații în cazul Begăi Vechi ating pe malul drept la 658,8 km², iar pe malul stîng la 242,6 km². Din totalul suprafețelor ameliorate de 901,4 km², sistemele de desecare drenează 35,8 km². În bazinul Begăi există totodată condiții favorabile pentru irigații.

Sistemul Timișului ($S = 5\,248$ km²; $L = 241{,}2$ km). Rîul are extinderea cea mai mare dintre toate rîurile din Banat. Cursul său reprezintă artera principală de drenare a rîurilor din interspațiul munților Banatului — Godeanu — Țarcu și Poiana Ruscăi, regiuni puternic afectate de tectonica orogenezelor carpatice.

Timișul izvorăște de pe versantul estic al masivului Semenic, de sub vîrful Piatra Goznei (1 145 m), de la altitudinea de 1 135 m. Cursul său superior se axează pe șisturile cristaline și are un caracter montan tipic, cu căderi medii de peste 20 m/km (max. 37 m/km). În sectorul său montan, Timișul primește doi afluenți mici Brebul ($S = 15$ km²; $L = 5$ km) și Semenicul ($S = 29$ km²; $L = 10$ km), iar după 25 km de la izvoare pătrunde în culoarul Timiș-Cerna. La izvoare apele sale și ale afluenților sînt captate de Canalul Semenic.

Mica depresiune de la Teregova este o adevărată piață de adunare a apelor. Aici se varsă în Timiș, Teregova ($S = 51$ km²; $L = 15$ km) sosită tot dinspre masivul Semenic, apoi micul pîrîiaș — Criva —, în valea căruia șerpuiește drumul spre Poarta Orientală (Pasul Domașnea) și în fine Hidegul sau Rîul Rece ($S = 171$ km²; $L = 34$ km) izvorît de sub culmile Țarcului (Caleanul — 2 190 m). Rîul Rece își are obîrșia în apropierea izvoarelor Rîului Șes, de la nivelul circurilor glaciare, cu topiri tîrzii ale zăpezilor, care îi imprimă Timișului primele caracteristici ale tipului de regim carpatic meridional, care se vor accentua în aval mai ales prin primirea Bistrăi.

În aval de confluența cu Hidegul, Timișul pătrunde în Cheile Armenișului, după care valea rîului se lărgește treptat, cursul căpătînd un caracter tot mai accentuat de divagare, cu pante relativ mari (4—8 m/km). Culoarul se termină de fapt în aval de Caransebeș, unde în sectorul cîmpiei piemontane divagarea se accentuează și mai mult, în condițiile unei pante medi de 1,6 m/km între Caransebeș și Lugoj.

În lungul sectorului de culoar Timișul primește afluenți în mod simetric dinspre Munții Semenicului și dinspre Țarcu, însă afluenții din dreapta sînt mai dezvoltați (v. fig. 117). Primul afluent, Feneșul ($S = 137$ km²; $L =$

= 24 km) cu afluentul său Pîrîul Alb (S = 64 km²; L = 24 km) își au obîrșia în apropierea izvoarelor Hidegului, însă de pe versanții vestici. Panta medie a lor, ca și a Hidegului, este mare, variind în jur de 45—56 m/km, constituind zone bune pentru construcții hidroenergetice. În aval, pînă la Caransebeș primește numai afluenți mici, izvorîți din depozitele sarmațiene, cum sînt: Armenișul, Ilova, Groașa, Bolvașnița și Zagna.

Dinspre Munții Semenicului, Timișul colectează pe sectorul său de culoar pe Slatina (S = 27 km²; L = 11 km), Golețul (S = 43 km²; L = 15 km), Bucoșnița, Cernețul și Valea Mare (S = 51 km²; L = 13 km).

La Caransebeș se varsă în Timiș ultimul afluent al flancului vestic al masivului Țarcu — Sebeșul (S = 142 km²; L = 23 km), izvorît de la nivelul circurilor glaciare, după care Timișul primește pe cel mai mare afluent al său — Bistra.

Bistra (S = 908 km²; L = 46,2 km) colectează toate apele culoarului tectonic dintre masivele Țarcu-Pietrile și Poiana Ruscăi. Izvoarele sale se pot întîlni la nivelul circurilor glaciare nordice ale vîrfului Pietrii (2 192 m) la altitudinea de circa 1 900 m din lacul glaciar Bistra I. cu o suprafață de 10 500 m² și o adîncime maximă de 6,5 m (182). Din acest complex glaciar este recepționat emisarul a încă două lacuri glaciare: Bistra II și Bistra III, cu adîncimi mici (0,2—0,4 m) și suprafețe neînsemnate (2 200—3 400 m.p.).

Cursul Bistrei, în sectorul său montan, are căderi mari atingînd în medie 80 m/km pînă la ieșirea sa din culoar în dreptul localității Bucova. În partea superioară a culoarului primește cîțiva afluenți mici ca: Valea Lupului și Marga (S = 42 km²; L = 11 km) din stînga și Corni din dreapta.

Primul său afluent mai important sosește dinspre Poiana Ruscăi, de sub Vîrful Padeșului (1 359 m). Este vorba de rîul Rusca (S = 160 km²; L = 21 km), în valea căruia, la Rușchița, se găsesc renumitele exploatări de marmură.

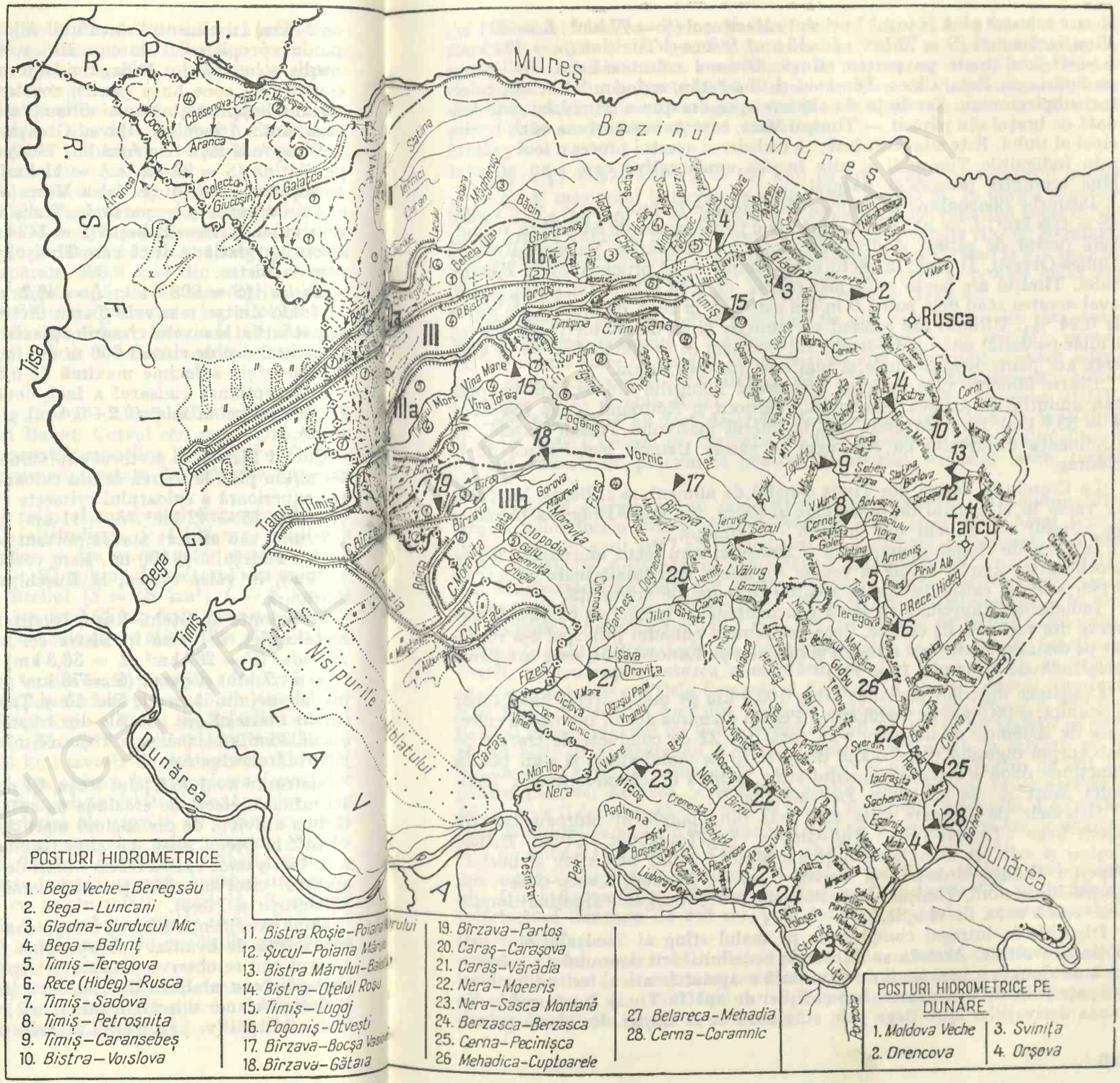
În amonte de Oțelul Roșu, localitate cunoscută prin întreprinderile sale metalurgice, se varsă în Bistra cel mai important afluent al său: *Bistra Mărului* (S = 287 km²; L = 36,3 km) format din Bistra Roșie (S = 87 km²; L = 14,7 km) și Șucul (S = 78 km²; L = 14,7 km), izvorîte tot din regiunile alpine, din masivele Pietrile și Țarcu. Ca izvor al Bistrei este considerat cursul Bistrei Roșii. Rîurile din acest bazin au pante foarte mari (în medie Șucul, 86 m/km, iar Bistra Roșie, 68 m/km), pretîndu-se foarte bine la amenajări hidroenergetice.

Bistra, în aval de Oțelul Roșu, își menține pantele mari (9 m/km), viteza accentuată, efecte de eroziune de adîncime și laterală puternică, sedimentări cu aluviuni de dimensiuni mari și divagări. Despletiri de curs se observă atît la Oțelul Roșu, cît și la Glimboca și pe conul de dejecție al rîului spre Timiș unde există rezerve mari de ape freatice. Pe acest sector primește aportul cîtorva afluenți mici veniți din dreapta (Glimboca, Radina, Vîrciorova și Pleșa).

După confluența Bistrei, începe conul de dejecție al Timișului dezvoltat sub formă de evantai aproape pînă la granița cu Iugoslavia. În arealul acestui con se observă o abatere treptată a Timișului în dreapta, în bună parte din cauza afluenților săi dezvoltați mai ales din stînga, dar probabil și datorită unor mișcări neotectonice, deoarece fenomenul a fost sesizat și în cazul Begăi (v. pag. 340). Cursurile părăsite, care sînt paralele cu Timișul

Fig. 117. Reţeaua hidrografică din Banat şi posturile hidrometrice utilizate la studii.

I. *Complexul hidroameliorativ Aranca* cu sistemele: 1) Timiş-Aranca; 2) Aranca superior; 3) Galatca; 4) Aranca mijlociu; II. *Complexul hidroameliorativ Bega Veche, mal drept* cu sistemele: 1) Checea-Jimbolia; 2) Vinga-Biled-Beregsău; 3) Niarad-Beregsău; *II. a. Complexul hidroameliorativ Bega Veche, mal sting* cu sistemele 1) Uivar-Pustiniş; 2) Răuţi; 3) Beghelul Vechi; 4) Timişoara Vest; *II. b. Complexul hidroameliorativ Bega navigabil, mal drept şi bazinul superior* cu sistemele: 1) Behela; 2) Ghiroda-Recaş; 3) Şuştra-Topolovăţ; 4) Miniş-Chizdia; 5) Bega superior; 6) Glavinţa; *III. Complexul hidroameliorativ Timiş-Bega* cu sistemele: 1) Timiş-Ţeba; 2) Rudna-Giulvăz; 3) Caraci; 4) Şag-Topolovăţ; 5) Utvin; 6) Hitiaş-Coştei; *III. a. Complexul hidroameliorativ Timiş mal sting şi bazinul superior*, cu sistemele: 1) Lanca-Birda sud; 2) Gad; 3) Lanca-Braşovan; 4) Lanca-Birda nord; 5) Timişul Mort; 6) Pogoniş; 7) Sareş; 8) Şurgan; 9) Timişna; 10) Timişul superior; *III. b. Complexul hidroameliorativ Birzava şi bazinul superior* cu sistemele: 1) Banloc-Tolvadia; 2) Partoş; 3) Birzava mijlocie; 4) Birzava superior; 5) Moraviţa; 6) Roiga.



BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi care se varsă pînă la urmă în el sînt : Macicaşul ($S = 77$ km^2 ; $L = 20$ km), Vîna Secănească ($S = 72$ km^2 ; $L = 13$ km), Ştiuca şi Timişina ($S = 434$ km^2 ; $L = 47$ km) toate pe partea stîngă. Ultimul colectează tot din stînga pe Sudriaşul, Faţa, Cinca, Dicşanul şi Cherăstău, avînd rolul de rîu colector subpiemontan. Tendinţa de abatere spre dreapta a Timişului este trădată de braţul său părăsit — Timişul Mort, care pe vremuri era cursul principal al rîului. Este adevărat însă, că încheierea acestui proces a fost grăbită prin îndiguirile Timişului şi alte lucrări ameliorative care s-au adaptat bine tendinţei procesului natural.

Dealurile piemontane din stînga sînt drenate în bună parte de Pogăniş ($S = 696$ km^2 ; $L = 100{,}2$ km), care are o pantă medie de 6,6 m/km, o scurgere destul de săracă şi divagări ample pe sectoarele Valeapai-Ersig şi Duboz-Otveşti. În fine, în sectorul de cîmpie unde primeşte apele Pogonişului, Timişul are pante mult mai reduse, de 2,43 m/km, iar puţin mai în aval acestea scad deja sub 1,0 m/km astfel că în zona de graniţă ele ajung la 0,24 ‰. Ultimul său afluent cu caracter tipic de cîmpie (probabil tot o albie părăsită) este Lanca-Birda, rîu canalizat ($S = 485$ km^2 ; $L = 45$ km), care are pante longitudinale şi mai mici de 0,18 m/km.

Dintre afluenţii de pe partea dreaptă ai Timişului din sectorul piemontan amintim pe Calova, Macioviţa, Vălişoru şi Nădragul ($S = 164$ km^2 ; $L = 33{,}6$ km), care pătrunde pînă la miezul masivului Poiana Ruscăi. La confluenţa Cornetului cu Nădragul se găsesc Uzinele metalurgice de la Nădrag.

La Coşteiu se derivă din Timiş canalul de alimentare al Begăi, la Hitiaş se varsă în el canalul de descărcare al Begăi, iar lîngă Drăgşina primeşte pe ultimul său afluent din dreapta — Iarcoşul.

În zona de cîmpie piemontană a Timişului s-au făcut amenajări hidroameliorative ample, avînd în vedere suprafaţa inundabilă mare (în jur de 1 000 km^2) şi existenţa apelor freatice aproape de suprafaţă.

Îndiguirile Timişului s-au făcut concomitent cu îndiguirea cursurilor aferente din regiunea de cîmpie, deoarece remuul cursului principal s-a resimţit pe distanţe mari şi pe afluenţi şi mai ales pe Lanca-Birda, care are pante longitudinale mai mici (fig. 117)

Lungimea digurilor pe Timiş ating 100,4 km pe malul drept, între Iabăr şi graniţă, şi 96,8 km pe malul stîng. Pentru drenarea apelor interioare colectate de sistemele de desecare s-au construit 22 de conducte de trecere pe sub corpul digurilor (9 pe malul drept şi 13 pe malul stîng) şi s-au pus în funcţiune două stăvilare, pe malul stîng, pentru descărcarea apelor Timişului Mort şi ale canalului Lanca-Birda.

Sistemele de desecare cum sînt cele din complexul hidroameliorativ Timiş-Bega (Timişat-Teba, Rud-Giuvăz, Sag-Topolovăţ, Utvin, Hitiaş-Coştei) şi cele din complexul hidroameliorativ Timiş mal stîng şi bazinul superior (Lanca-Birda-sud şi Ciavoş , cel de la Gad, Lanca-Braşovani, Lanca-Birda-nord, Timişul Mort, Pogoniş, Sareş, Surgani, Timişina) împînzesc toată zona de cîmpie.

Irigaţiile în întregul complex de pe malul stîng al Timişului sînt mai puţin dezvoltate. Aceasta se datoreşte nedefinitivării deocamdată a lucrărilor de desecare, apropierii de suprafaţă a apelor freatice, teritoriilor mari ocupate încă de apele interioare şi lipsei de apă în Timiş la ape mici, din cauza derivaţiilor spre Bega prin stăvilarul de la Coştei. Problema princi-

pală rămîne folosirea apelor freatice pentru irigaţii, care rezolvă două aspecte: contribuie la desecări, la coborîrea locală a nivelului freatic, la recircularea mai intensă a rezervelor şi la asigurarea cu apă a sistemelor de irigaţii. Calitatea apelor însă, mai ales în zona de cîmpie aluvială, este destul de slabă din cauza stagnării lor. Reactivarea rezervelor ar duce însă poate şi la unele îmbunătăţiri calitative.

Bîrzava ($S = 971$ km^2; $L = 127$ km) îşi are obîrşia pe versantul nordic şi vestic al masivului Semenic, la altitudinea de 965 m. În cursul superior Bîrzava şi-a format o vale adîncă în rocile cristaline, căpătînd aspectul de defileu între Văliug şi Reşiţa. Pantele medii pînă la Reşiţa sînt de 20 m/km, dar în depresiunea Reşiţei şi în defileul Moniom-Bocşa ele scad la 3—5m/km, iar în sectorul piemontan şi de cîmpie din aval se reduce chiar sub 1 m/km, albia majoră lăţindu-se treptat pînă la 2—4 km.

Rîul Bîrzava este unul dintre rîurile cele mai valorificate din ţara noastră. Extinderea continuă a Combinatului Siderurgic de la Reşiţa a necesitat un volum mare de energie electrică şi de apă industrială. Pentru asigurarea acestor necesităţi între 1902 şi 1909 a fost realizat Complexul hidroenergetic de la Grebla (UHE. I—5 000 kW) şi de la Brazova (UHE. II—400 kW), care au fost deservite de lacul de acumulare de la Văliug (1,2 mil. m^3). Canalele de derivaţie au fost folosite şi pentru alimentarea cu apă industrială, precum şi pentru transportul lemnelor spre oraşul Reşiţa.

Sursele de energie nu au mai putut acoperi necesităţile Combinatului Reşiţa, aflat într-o vertiginoasă dezvoltare după anul 1948. Acest fapt a determinat în anul 1947 să fie elaborat un nou plan de amenajare a Bîrzavei superioare, prin mărirea capacităţii complexului hidroenergetic UHE. I şi II, completarea debitelor Bîrzavei dinspre Timişul şi Nera superioară şi construirea a două hidrocentrale noi (Crivaia şi Crăinicel) şi a lacului de acumulare de la Gozna (10,2 mil. m^3), în amonte de lacul de la Văliug.

Pînă în anul 1953 majoritatea acestor obiective au fost date în funcţiune. Astfel, pentru suplimentarea alimentării lacurilor Gozna şi de la Văliug au fost construite canalele Semenic şi Zănoaga. *Canalul Semenic* drenează spre Bîrzava circa 25 km^2 din zona de izvoare a Timişului şi 5 km^2 din bazinul Nerei, aducînd un debit mediu de 450 l/s. Ele îşi au traseul pe versantul estic al Semenicului. *Canalul Zănoaga* înconjoară în schimb pe la sud masivul, captînd o suprafaţă de 13 km^2 şi un debit mediu de 351 l/s pentru Bîrzava. Această „colectare a apelor" din bazinele învecinate spre Bîrzava va fi continuată mai ales pe seama izvoarelor Timişului. La confluenţa Timişului cu pîraiele Semenic şi Brebu va fi construit un lac de acumulare de circa 5 000 000 m^3, care va fi captată prin aducţiuni.

Complexul hidroenergetic de la Crăinicel foloseşte de fapt trei căderi (din Lacul Gozna 77 m, căderea colectorului Semenic de 475 m şi căderea colectorului Zănoaga de 345 m), prin care s-a realizat o putere instalată de 8,7 MW.

Pentru mărirea rezervelor de apă pentru alimentări, în 1963, a fost realizat încă un lac de acumulare, imediat în amonte de Reşiţa: lacul Secul cu un volum total de 15 000 000 m^3. Prin aceste realizări debitul disponibil pentru Reşiţa s-a mărit la 2 200 l/s.

Bîrzava este un rîu cu afluenţi mici. Lăţimea medie a bazinului de recepţie pe teritoriul ţării noastre este de abia 7,5 km. În sectorul superior, pînă la Reşiţa primeşte numai organisme locale de drenaj. Singurii afluenţi mai de seamă în amonte de defileu sînt: Valea Mare care se varsă în colector la Reşiţa ($S = 25$ km²; $L = 5$ km), Budinicul şi Terova ($S = 34$ km²; $L = 13$ km), iar în aval, pe sectorul piemontan, Fizeşul ($S = 111$ km²; $L = 30{,}9$ km) care s-a adaptat la un braţ părăsit al Bîrzavei din partea stîngă a cursului actual. Numeroase despletiri însoţesc cursul principal pînă la Gătaia, de unde spre aval eroziunea laterală este redusă datorită consolidărilor de maluri. În aval de Denta şi Deta cursul Bîrzavei a fost regularizat încă de la sfîrşitul secolului al XVIII-lea, iar în prezent, pe acest sector, cursul său este încleştat între diguri, a căror lungime ating pe malul stîng 11,5 km, iar pe cel drept 13,9 km. Din dreapta, în cuprinsul acestui sector, primeşte pe Birda Veche, braţ părăsit, ($S = 71$ km²; $L = 26$ km), care după izolarea sa de Bîrzava la Gătaia, a devenit un colector autohton. Birda Veche este apărat faţă de remuul colectorului prin diguri care au lungimea de 5 km.

Digurile Bîrzava-Birda apără de inundaţii o suprafaţă de 141 km², dintre care 101 km² pe malul drept.

În zona de cîmpie, în aval de Deta-Denta, unde apele freatice sînt aproape de suprafaţă (0,5—3,0 m) se observă formarea abundentă a apelor interioare. Pentru îndepărtarea excesului de apă au fost organizate trei sisteme de desecare: sistemul Bîrzava mijlocie, sistemul Partoş (la stînga) şi sistemul Banloc-Tolvadia (la dreapta), care drenează apele de pe o suprafaţă totală de 271 km². Cel mai mare dintre ele este sistemul Banloc-Tolvadia, care contribuie la drenarea unei suprafeţe de 204 km², deversînd apele în Bîrzava îndiguită, prin două staţii de pompare.

Bîrzava curgea iniţial spre depresiunea mlaştinilor Alibunar din Iugoslavia împreună cu afluentul său actual Moraviţa. Cursurile lor inferioare au fost îndreptate însă spre Timiş prin sistemul de desecare Terezia construit în secolul al XVIII-lea. În fine, spre Moraviţa se îndreaptă sistemul de desecare Roiga (80 km²) de pe teritoriul Iugoslaviei, care însă are obîrşia pe teritoriul ţării noastre.

Moraviţa ($S = 445$ km²; $L = 34$ km) este un mic curs subpiemontan cu o puternică asimetrie pe partea stîngă datorită rîurilor mici autohtone care drenează dealurile piemontane ale Doclinului. Izvorăşte din amonte de Ferendia, fiind şi ea autohtonă pentru regiunea piemontană. Pînă la ieşirea sa în cîmpia piemontană, localitatea Semlacul Mare, — rîul are pante destul de mari, în jur de 10 m/km pentru ca apoi acestea să scadă rapid pînă la valori sub 1 m/km. Cu toate acestea, panta medie a Moraviţei este de 3,7 m/km, ceea ce favorizează divagarea cursului. Stagnarea apelor se observă în cursul său inferior, unde şi afluenţii Clopodia ($S = 71$ km²; $L = 8$ km) şi Semniţa cu Crivaia ($S = 132$ km²; $L = 19$ km) au albii puternic împotmolite şi ca atare neîncăpătoare în timpul viiturilor. Evacuarea apelor din sistemul Moraviţei depinde în mare măsură şi de posibilităţile de drenaj ale Canalului Terezia de pe teritoriul Iugoslaviei.

Caraşul ($S = 1\,118$ km²; $L = 85$ km) izvorăşte de la o altitudine de circa 700 m, de pe versantul vestic al Munţilor Semenicului, şi traversează trei zone de relief şi structurale distincte. Cursul superior este separat de fîşia calcaroasă extinsă, de vîrstă mezozoică, cu direcţia N—S caracterizată prin

două nivele : nivelul Cîrja extins între 700 și 900 m și nivelul Caraşului între 600 și 400 m altitudine. Valea rîului în cuprinsul acestui sector calcaros are caracter de canion, lung de 28,5 km, iar pantele variază între 10 și 26 m/km. Partea cea mai sălbatică a defileului este dată de Cheile Caraşovei, după care rîul pătrunde în zona dealurilor piemontane (sectorul inferior) cu pante care variază în jur de 2—5 m/km, pînă la Secăşeni. În zona de vărsare cursul rîului se desfăşoară prin cîmpia largă aluvială care se lărgeşte spre vest şi unde se observă puternice aluvionări în condiţiile unor pante longitudinale de 0,43—1,16 m/km.

Afluenţii săi au dimensiuni relativ mici, dar sînt dispuşi destul de simetric.

În R.S.F. Iugoslavia, de unde pînă la vărsarea sa în Dunăre parcurge o distanţă de 38 km, colectează apele de pe o suprafaţă bazinală de 412 km² (S = 17 000 km²; L = 123 km).

În condiţiile planinelor calcaroase largi din zona superioară, dezvoltarea unei reţele hidrografice normale nu a fost posibilă. Pe interfluviile largi apele provenite din precipitaţii se pierd în numeroasele doline, căutîndu-şi cale de scurgere subterană. Cei doi afluenţi : Buhuiul (S = 40 km²; L = = 13 km) din stînga şi Ponicva (S = 19 km²; L = 5 km) din dreapta, sînt afectaţi şi ei de fenomene carstice, formînd chiar cursuri subterane. La izvoarele Buhuiului se află unul dintre cele mai vechi lacuri de acumulare din ţara noastră, localizat în roci calcaroase, lacul Buhui cu o suprafaţă de 11,3 ha. El serveşte la alimentarea cu apă potabilă şi industrială a centrului minier de la Anina, încă de la sfîrşitul secolului trecut. În aval de lac, rîul se pierde în albia sa, ca să reapară în Grota Buhui, în apropierea Aninei de unde porneşte de fapt galeria de aducţiune. În cursul superior al Ponicvei se află renumita peşteră cu apă a Comarnicului.

De la Anina porneşte primul afluent piemontan din stînga, al Caraşului—Gîrliştea (S = 53 km²; L = 16 km), urmat apoi de Jilin, Lişava cu Oraviţa (S=146 km²; L=22 km), Mercina, Ciclova izvorîtă de lîngă Oraviţa (S = 130 km²; L = 28 km) şi Vicinicul (S = 146 km²; L = 29 km). Afluenţii din dreapta au dimensiuni asemănătoare : Lupacul (S = 85 km²; L = 16 km) care însoţeşte şoseaua spre Reşiţa, Dognecea (S = = 91 km²; L = 21 km), Barheş (S = 50 km²; L = 15 km), Cernovăţul (S = 124 km²; L = 32 km). Aceşti afluenţi cu obîrşia în regiunea deluroasă, au pante relativ mari, în general în jur de 10—15 m/km înainte de pătrunderea lor în Cîmpia Caraşului.

Cîmpia Caraşului şi zona piemontană de divagare se află în stadiul de puternică aluvionare. Prin urmare există frînturi bruşte de pantă şi în lungul afluenţilor (Lupac, Dognecea, Barheş, Cernovăţ, Lişava, Ciclova, Vicinic). Îndiguirile pe Caraş sînt deocamdată locale (Vărădia, mal drept Lişava) ; se prevede ca în viitorul apropiat dintr-o suprafaţă inundabilă de 110 km² să fie apărate de diguri 80 km². Vor fi realizate, de asemenea, acumulări în bazin cu un volum de 30 000 000 m³.

Nera (S = 1 361 km²; L = 131,2 km) drenează, prin afluenţii săi din cursul superior, sudul masivului Semenic, iar prin cei din cursul mijlociu şi inferior Munţii Almăjului şi Locvei. Se adaptează la Depresiunea tectonică Bozovici şi la golful tectonic al Nerei cu deschidere spre Cîmpia de Vest. Se varsă în Dunăre la graniţa cu R.S.F. Iugoslavia.

După cum s-a arătat, izvoarele sistemului au fost captate prin canalul colector al Semenicului şi Zănoaga spre bazinul Bîrzavei. În zona de izvoare, Nera străbate regiuni alcătuite din roci cristaline, valea sa fiind adîncă, prăpăstioasă şi cu pante longitudinale mari (10—60 m/km). După ce a parcurs circa 26 km şi a primit trei afluenţi, relativ mici (Nerganiţa, Coşava şi Helişag cu S = 22—28 km²), la Pătaş pătrunde în Depresiunea Bozovici, care reprezintă o adevărată piaţă de adunare a apelor unde cursul rîului se linişteşte parţial: în depresiune pantele longitudinale variază în jur de 2,0—5,0 m/km. Primul său afluent pe stînga, în depresiune, care vine dinspre Munţii Almăjului este Prigorul ($S = 155$ km²; $L = 26$ km). Tot din această direcţie mai primeşte pe Rudăria ($S = 92$ km²; $L = 22$ km), Bănia ($S = 32$ km²; $L = 13$ km), Gîrbovăţul, Şopotul ($S = 40$ km²; $L = 14$ km), Bîrzul şi Răchita ($S = 79$ km²; $L = 14$ km).

Afluenţii din dreapta drenează şi podişul calcaros Caraş—Nera. Astfel, Minişul ($S = 244$ km²; $L = 24$ km) îşi are obîrşia chiar în apropierea Aninei. Restul afluenţilor mici din dreapta îşi au izvoarele în carst, dar văile lor străbat o structură cristalină epizonală.

În aval de Şopotul Nou, Nera părăseşte Depresiunea Bozovici tăindu-şi transversal, prin fîşia calcaroasă, frumoase chei epigenetice pe o distanţă de 18 km. Pe acest sector pantele rîului variază în jur de 3—4 m/km, rîul avînd o alimentare subterană bogată.

În sectorul piemontan, care ţine pînă la graniţa cu R.S.F. Iugoslavia, rîul are pantele relativ mari, peste 1 m/km, ceea ce îi asigură o eroziune liniară destul de puternică. Albia sa majoră ajunge pînă la o lăţime de 200 m.

Rîurile mici de pe versanţii sudici ai munţilor Locvei-Almăj, care se vărsau direct în Dunăre, dar care au fost recepţionaţi de lacul de acumulare de la Porţile-de-Fier, sînt mici, dar au pante mari. Ele produc o eroziune liniară accentuată. Între acestea le amintim pe Radimna ($S = 81$ km²; $L = 24$ km), Pîrva, Boşneag ($S = 62$ km²; $L = 11$ km), Liuborajdea ($S = 41$ km²; $L = 8$ km), Cameniţa ($S = 82$ km²; $L = 13$ km), Oraviţa ($S = 105$ km²; $L = 23$ km), Berzasca ($S = 228$ km²; $L = 36$ km), Sirina ($S = 72$ km²; $L = 16$ km), Ploşeva, Streniţa, Lutu, Tişoviţa, Hlublolina, Plavişeviţa, Morilor, Satului, Mraconia ($S = 115$ km²; $L = 15$ km), Satului, Eşelniţa ($S = 79$ km²; $L = 22$ km).

Sistemul Cerna ($S = 1433$ km²; $L = 84$ km) curge în mare parte pe linia tectonică dintre munţii Cernei—Gugu şi Vîlcanul—Mehedinţi, iar afluentul său principal Belareca prin Depresiunea Mehadia.

Valea sa tectono-erozivă longitudinală care porneşte din masivul Godeanu este aproape dreaptă pînă la confluenţa cu Belareca. Ea este foarte adîncă, iar eroziunea nu a putut transforma prea mult din configuraţia sa iniţială mai ales datorită rocilor rezistente la eroziune care formează subasmentul bazinului (roci cristaline, calcare). Cerna are astfel aspectul de vale tînără cu afluenţi mici dezvoltaţi numai pe partea dreaptă, cu pante longitudinale în medie de 30 m/km şi maxime de 100 m/km, cu numeroase chei, depresiuni mici locale, slab colmatate, praguri etc. O caracteristică principală a văii este aceea că versantul drept, vestic, depăşeşte cu 800—1000 m pe cel stîng, care este foarte slab fragmentat. Lăţimea maximă a bazinului său atinge abia 14 km între culmea Cernei şi Drăganului, iar cea medie — 9 km.

Izvoarele Cernei pot fi considerate de fapt cele ale Cernişoarei care se află în apropierea Pasului Cernişoara, pe cumpăna apelor cu Jiul Românesc. Din dreapta pîrîul abia format primeşte doi afluenţi din zona alpină inferioară: Măneasa şi Gîrdomanul, sosiţi din circurile glaciare din sud-estul culmilor Sturul (2149 m) şi Gîrdomanul (2077 m). Ultimul dintre afluenţi drenează şi apele lacului glaciar Gîrdomanul.

Cenişoara se adaptează în cursul său superior la poalele nordice ale crestei calcaroase a Ciucevelor (1145 m). În aval de primirea Gîrdomanului, Cernişoara reuşeşte să ferestruiască epigenetic această creastă calcaroasă şi pătrunde în mica depresiune de la Urzicari. Aici captează izbucul carstic „Izvorul Cernei", care este considerat de localnici ca obîrşia Cernei.

După o nouă îngustare a văii, rîul pătrunde în bazinetul Bulzului, unde primeşte pe primul său afluent din dreapta — valea Cărbunelui ($S = 42$ km²; $L = 11$ km), iar în bazinetul Lunca Largă pe Valea lui Ivan ($S = 32$ km²; $L = 11$ km) şi Balmoşul ($S = 25$ km²; $L = 10$ km). Urmează apoi Cheile Corcoaiei, cu numeroase forme de coroziune a albiei calcaroase, cu marmite, căderi locale mari. Valea rămîne îngustă pînă în dreptul depresiunii mici de la Cerna-satului, unde primeşte pe Cerna Naiba şi Olanul ($S = 48$ km²; $L = 12$ km), iar cu puţin în aval pe Valea Craiovei ($S = 37$ km²; $L = 14$ km).

De aici, în aval, valea şi bazinul rîului se îngustează şi mai mult, iar suprafaţa bazinală a afluenţilor se micşorează pînă la 10—12 km² (Arsaca din stînga, iar restul Iauna, Topenia, Iuta, Prisacna — din dreapta). Se formează încă două bazinete mici (Poiana Schitutul şi Topenia), după care Cerna pătrunde în frumoasele chei de la Herculane cu o lungime de 20 km, care ţine pînă la confluenţa cu Belareca.

La Băile Herculane se observă o serie de fracturi transversale pe sistemele de fracturi longitudinale ale văii. În această zonă puternic frămîntată apar izvoarele termominerale cunoscute şi valorificate, cu întreruperi, încă din antichitate (v. tabelul 72).

Izvoarele termale apar în condiţii de rocă diferită. Astfel, izvoarele Hercule şi Hygea ţîşnesc direct din calcare recifale, apa de la Şapte izvoare apare direct din granite, iar restul izvoarelor de sub nivelul Cernei. Cele mai fierbinţi au temperatura de 59 °C, unele fiind puternic radioactive.

În aval de Pecinişca, Cerna primeşte din dreapta pe afluentul său principal — Belareca ($S = 706$ km²; $L = 34{,}7$ km).

TABELUL Nr. 72

Cîteva date de analize hidrochimice referitoare la izvoarele minerale de la Băile Herculane (după M. Sturza).

Izvor	Temperatura apei C°	Mineralizare totală (g/l)	SH_2	HSNa	SO_2HNa	NaCl	KCl	$CaCl_2$
Maria	58—59	6,3824	0,0104	0,9771	0,297	3,5043	0,2187	2,4611
Elisabeta	„	5,6911	0,0093	0,0726	0,0194	3,1697	0,1840	2,1489
Ileana	„	3,1010	0,0029	0,0074	0,0166	1,7520	0,1017	1,0499

TABELUL 73

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinele hidrografice ale Banatului

Rîul	Punctul	Distanța de la izvor (km)	Altit. punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am/^1}{aval}$ (km²)	H med $\frac{am/^2}{aval}$ (m)	I med $\frac{am/^3}{aval}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Aranca	Izvor	0	102	—	—	—
Aranca	P.h. Valcani	104,6	80	505	98	3
Aranca	Frontiera R.S.F.I.	108,6	80	519	97	3
Beregsău	Izvor	0	250	—	—	—
Beregsău	P.h.Cernăteaz	44,4	98	308	155	70
Beregsău	Confl. Ier	73,0	84	630	153	41
				1 342	140	28
Ier	Izvor	0	180	—	—	—
Ier	P.h.Beregsău	109,5	84	712	128	16
Ier	Confl. Beregsău	110,0	84	712	128	16
Bega Veche	P.h. Beregsău	82,0	82	1 329	137	26
Bega Veche	P.h. Cenei	91,0	80	1 540	133	24
Bega Veche	Frontiera R.S.F.I.	101,0	79	1 623	130	22
Bega	Izvor	0	1 150	—	—	—
Bega	P.h. Luncani	15,0	364	73	739	362
Bega	Confl. Saşa	29,0	180	119	632	314
				289	611	274
Saşa	Izvor	0	1 010	—	—	—
Saşa	P.h. Poeni	17,0	499	80	772	318
Saşa	Confl. Bega	31,0	180	169	596	246
Bega	P.h. Făget	42,6	147	473	464	199
Bega	Confl. Gladna	57,6	123	683	380	157
				926	350	153
Gladna	Izvor	0	270	—	—	—
Gladna	Surducul Mic	18,0	153	112	356	142
Gladna	Confl. Bega	30,0	123	243	269	147
idem Bega	P.h. Balinț	69,6	108	1 064	329	144
Bega	Confl. Chizdia	79,6	106	1 377	294	138
				1 607	279	135
Chizdia	Izvor	0	260	—	—	—
Chizdia	P.h. Ghizela	28,2	115	214	195	121
Chizdia	Confl. Bega	34,0	106	230	189	117
Bega	P.h. Timişoara	125,6	86	2 085	247	110
Bega	Frontiera R.S.F.I.	168,6	78	2 241	236	103
Bega	Izvor	0	1 135	—	—	—
Bega	P.h. Teregova	26,1	382	167	906	187
Bega	Confl. Rîul Rece (Hideg)	27,6	380	188	861	174
				359	988	293
Rîul Rece (Hideg)	Izvor	0	1 750	—	—	—
Rîul Rece	P.h. Rusca	30,0	405	163	1 157	439
Rîul Rece	Confl. Timiş	34,5	380	171	1 120	424
Timiş	P.h. Sadova	36,8	295	559	933	309
Timiş	P.h. Petroşniţa	47,7	245	740	847	293
Timiş	P.h. Caransebeş	60,0	200	1 072	769	286

[1] Suprafaţa bazinului de recepţie $\frac{amonte}{aval}$ de confluenţă.

[2] Altitudinea medie a bazinului de recepţie $\frac{amonte}{aval}$ de confluenţă.

[3] Panta medie a bazinului de recepţie $\frac{amonte}{aval}$ de confluenţă.

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanţa de la izvor (km)	Altit. punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am/i}{aval}$ (km^2)	$H med \frac{am/i}{aval}$ (m)	$I med \frac{am/i}{aval}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Timiş	Confl. Bistra	71,7	184	1 124	745	274
				2 032	782	299
Bistra	Izvor	0	1 900	—	—	—
Bistra	P.h. Voislova	20,6	327	232	886	379
Bistra	Confl. Rusca	21,3	329	233	886	379
				393	831	362
Rusca	Izvor	0	970	—	—	—
Rusca	P.h. Voislova	19,8	332	159	751	338
Rusca	Confl. Bistra	21,0	329	160	751	338
Bistra	P.h. Cireşa	26,4	290	425	785	355
Bistra	Confl. Bistra Mărului	27,9	279	441	788	355
				728	938	361
Bistra Roşie	Izvor	0	1 630	—	—	—
Bistra Roşie	P.h. Poiana Mărului	12,7	658	79	1 442	501
				87	1 428	498
Bistra Roşie	Confl. Şucu	14,7	647	165	1 431	446
Şucu	Izvor	0	1 970	—	—	—
Şucu	P.h. Poiana Mărului	14,2	650	77	1 434	387
Şucu	Confl. Bistra Mărului	14,7	647	78	1 434	387
Bistra Mărului	P.h. Balotiţa	15,4	630	167	1 431	446
Bistra Mărului	P.h. Oţelul Roşu	36,0	279	286	1 169	371
Bistra Mărului	Confl. Bistra	36,3	279	287	1 169	371
Bistra	P.h. Oţelul Roşu	28,5	277	728	938	330
Bistra	Confl. Timiş	46,2	184	908	829	330
				2 352	713	271
Timiş	Confl. Nădrag	100,2	139	2 516	697	273
Nădrag	Izvor	0	1 100	—	—	—
Nădrag	P.h. Nădrag	11,7	290	36	695	491
				36	695	491
Nădrag	Confl. Cornăţel	12,0	287	74	654	422
Cornăţel (Cornet)	Izvor	0	1 040	—	—	—
Cornăţel	P.h. Nădrag	10,5	291	37	614	357
Cornăţel	Confl. Nădrag	11,4	287	38	614	357
Nădrag	Confl. Timiş	33,6	139	164	478	300
Timiş	P.h. Lugoj	116,4	117	2 706	665	258
				3 475	548	208
Timiş	Confl. Chevereş	169,5	96	3 614	533	201
Chevereş	Izvor	0	185	—	—	—
Chevereş	P.h. Chevereş Mare	22,5	97	117	153	22
Chevereş	Confl. Timiş	31,5	96	138	145	22
				3 717	521	195
Timiş	Confl. Pogăniş	174,0	95	4 413	475	178
Pogăniş	Izvor	0	760	—	—	—
Pogăniş	P.h. Brebu	17,4	198	97	389	175

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanța de la izvor (km)	Altit. punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am/^1}{aval}$ (km²)	$H\ med \frac{am/^2}{aval}$ (m)	$I med \frac{am/^3}{aval}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Pogăniș	P.h. Otvești	87,6	97	644	239	95
Pogăniș	Confl. Timiș	100,2	95	696	229	88
Timiș	P.h. Șag	194,1	82	4 493	468	175
Timiș	P.h. Cruceni	241,0	72	5 248	415	151
Timiș	Frontiera R.S.F.I.	241,2	72	5 248	415	151
Bîrzava	Izvor	0	965	—	—	—
Bîrzava	P.h. Moniom	54,0	185	309	561	223
Bîrzava	P.h. Bocșa Vasiovei	61,2	165	352	525	209
Bîrzava	P.h. Gătaia	92,5	104	721	368	132
Bîrzava	P.h. Partoș	118,9	80	933	309	104
Bîrzava	Frontiera R.S.F.I.	127,6	75	971	300	100
Moravița	Izvor	0	200	—	—	—
Moravița	P.h. Șemlacu Mare	14,8	106	79	150	18
Moravița	Confl. Colban	16,2	106	79 106	150 151	18 19
Colban	Izvor	0	160	—	—	—
Colban	P.h. Șemlacu Mare	6,4	107	24	153	22
Colban	Confl. Moravița	7,0	106	27	153	22
Moravița	Confl. Șemnița	37,4	78	232 366	129 128	11 11
Semnița	Izvor	0	160	—	—	—
Semnița	P.h. Jamul Mare	11,2	90	55	135	16
Semnița	Confl. Moravița	23,0	78	134	126	11
Moravița	P.h. Moravița	40,6	77	379	126	10
Moravița	Frontiera R.S.F.I.	50,0	75	386	126	10
Caraș	Izvor	0	700	—	—	—
Caraș	P.h. Carașova	24,1	194	131	494	160
Caraș	P.h. Secășeni	50,0	116	450	404	144
Caraș	Confl. Cernovăț	64,2	100	605 729	354 329	124 111
Cernovăț	Izvor	0	380	—	—	—
Cernovăț	P.h. Comorîște	20,5	119	81	220	80
Cernovăț	Confl. Caraș	32,5	100	124	204	54
Caraș	P.h. Vărădia	66,4	98	877	316	116
Caraș	P.h. Vrani	79,5	91	964	302	109
Caraș	Confl. Ciclova	79,9	91	964 1 098	302 295	109 107
Ciclova	Izvor	0	345	—	—	—
Ciclova	P.h. Vrăniuț	17,5	96	95	305	127
Ciclova	Confl. Caraș	25,5	91	134	247	94
Caraș	Frontiera R.S.F.I.	85,0	87	1 118	292	105
Vicinic	Izvor	0	545	—	—	—
Vicinic	P.h. Milcoveni	30,8	90	126	320	114
Vicinic	Frontiera R.S.F.I.	37,8	85	170	248	88
Nera	Izvor	0	1 340	—	—	—
Nera	P.h. Pătaș	28,3	285	137	903	267
Nera	Confl. Prigor	31,3	265	143 299	880 775	257 249

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Distanţa de la izvor (km)	Altit. punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am/s}{aval}$ (km²)	$H med \frac{am/s}{aval}$ (m)	$I med \frac{am/s}{aval}$ (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Prigor	Izvor	0	980	—	—	—
Prigor	P.h. Prigor	27,0	300	153	695	247
Prigor	Confl. Nera	29,2	265	156	686	241
Nera	P.h. Moceriş	53,9	214	842	654	226
Nera	P.h. Dalboşeţ	56,2	209	862	643	223
Nera	P.h. Sasca Montană	82,7	141	1 163	613	225
Nera	Confl. Dunăre	131,2	65	1 361	559	217
Radimna	Izvor	0	600	—	—	—
Radimna	P.h. Radimna	28,0	90	74	380	199
Radimna	Confl. Dunăre	30,0	68	80	390	205
Berzasca	Izvor	0	900	—	—	—
Berzasca	P.h. Berzasca	36,9	70	207	566	302
Berzasca	Confl. Dunăre	38,4	60	227	549	300
Cerna	Izvor	0	2 070	—	—	—
Cerna	P.h. Slătinic	39,0	335	385	1 253	367
Cerna	P.h. Băile Herculane	61,2	144	533	1 124	385
Cerna	P.h. Pecinişca	63,0	124	544	1 112	385
				555	1 100	386
Cerna	Confl. Belareca	64,2	118	1 262	860	315
Belareca	Izvor	0	1 120	—	—	—
Belareca	P.h. Bogiltin	10,8	430	104	984	343
				206	814	333
Belareca	Confl. Mehadica	26,3	178	600	682	250
Mehadica	Izvor	0	1 100	—	—	—
Mehadica	P.h. Mehadica	22,5	340	92	806	254
Mehadica	P.h. Cuptoarele	27,7	272	120	727	239
Mehadica	Confl. Belareca	41,7	178	394	613	206
Belareca	P.h. Mehadia	29,7	157	691	676	252
Belareca	Confl. Cerna	34,7	118	706	688	265
Cerna	P.h. Coramnic	79,2	61	1 411	825	312
Cerna	Confl. Dunăre	84,0	43	1 433	815	310

Obîrşia rîului Belareca este pe versantul sudic al vîrfului Cozea (1454 m), din apropierea satului Ohaba. Ca punct de izvor se poate socoti confluenţa a două pîraie mici, a Ranicăi sau Ramnei şi Ohabăi, la Cornereva. Bazinul său este constituit din roci extrem de variate de la şisturi cristaline, gresii cretacice, formaţiuni greso-calcaroase jurasice, sedimente sarmaţiene pînă la roci eruptive (granite, diabaze). În cursul său superior domină rocile rezistente la eroziune, în care rîul cu pante longitudinale mari (10—50 m/km) şi-a format un curs vijelos şi o vale cu îngustări şi bazinete erozionale, praguri, repezişuri etc. Iese din Depresiunea Mehadicăi în amonte de Globurău, unde produce o puternică aluvionare şi formează un con de dejecţie, destul de extins, din galeţi şi pietriş şi nisip umplut cu ape freatice de calitate bună. Zona sa de divagare, cu luncă inundabilă largă care se formează în aval, atinge dimensiuni mai mari spre Plugova. Singurul său

afluent mai important este Bolvaşniţa sau Lubiana (S=42 km²; L=13 km), sosit din dreapta.

În amonte de Mehadia, Belareca primeşte pe cel mai mare afluent al său — *Mehadica* (S = 394 km²; L = 42 km), care ca dimensiuni îşi depăşeşte recipientul. Sistemului Mehadicăi s-a adaptat la Depresiunea Mehadiei după ce cursul principal izvorît din Semenic (altitudine 1110 m) părăseşte masivul. Din dreapta receptează pe Belenicia (S = 23 km²; L = 11 km) şi Globu (S = 126 km²; L = 29 km), izvorîţi tot din Semenic, iar din stînga pe Cornea (S = 89 km²; L = 12 km) sosită dinspre Poarta Orientală.

În fine, Belareca, înainte de vărsarea sa în Cerna, mai primeşte din dreapta încă un afluent mai mare pe Sverdinul Mare (S = 70 km²; L = 14 km), sosit dinspre Munţii Almăjului.

După unirea cu Belareca, cursul inferior al Cernei are caracter de defileu săpat în calcare, iar mai în aval în şisturi cristaline. Micul bazinet de eroziune dintre cele două sectoare de defileu-bazinetul Bîrza — Topleţ este un adevărat punct de adunare a apelor cum sînt: Iardaşiţa Mare (S=41 km²; L = 12 km) şi Sacherstiţa (S = 48 km²; L = 12 km) din dreapta şi Valea Mare din stînga.

Ca rîu de munte atît Cerna, cît şi majoritatea afluenţilor săi prezintă condiţii favorabile pentru amenajări hidroenergetice, posibilităţi pentru alimentări locale cu apă potabilă şi industrială. În acest scop s-a prevăzut crearea lacului de acumulare de la Valea Iovanului (circa 125 mil. m³), din care subteran apa va fi deviată spre Motrul Sec printr-o galerie de 8 km pentru alimentarea zonelor industriale din bazinul inferior al Jiului.

Avînd în vedere problemele variate pe care le ridică apele în economia Banatului, observarea rîurilor a început încă din secolul trecut, cu înfiinţarea postului hidrometric de la Timişoara. De atunci în Banat au funcţionat în total 110 posturi hidrometrice dintre care 91 pe sistemele Aranca-Bega—Timiş—Bîrzava—Caraş şi 19 pe Nera—Cerna (219). Dintre acestea în reţeaua actuală (în 1965) funcţionează 53, repartizate după necesităţile actuale. Scurgerea medie dintre aceste a fost determinată direct pentru perioada 1950—67, la 28 posturi (v. tabelul 75).

CARACTERISTCI HIDROLOGICE

Influenţa oceanică dublă, contrastul ce există în formarea scurgerii în Cîmpia şi Munţii Banatului îşi lasă amprenta în legile de repartiţie teritorială ale elementelor de bilanţ şi regim hidrologic.

Bilanţul hidrologic. Observaţiile făcute asupra rîurilor Banatului au multe puncte comune cu cele observate în sistemul Crişurilor. Ceea ce se manifestă pregnant este umezirea mult mai abundentă a versanţilor expuşi spre vest-sud-vest faţă de Culoarul Timiş—Cerna, depresiunile Mehadia şi Almăj, aflaţi în regimul de descendenţă a maselor de aer.

Treptele de relief, orientate spre vest, produc tulburări dinamice esenţiale în circulaţia atmosferică din faţa munţilor Poiana Ruscăi, Podişului Caraşului şi la nivelele de peste 1000—1500 m în masivul Retezat—Godeanu—Ţarcu. Aici cantitatea precipitaţiilor depăşeste 1000 mm/an, iar în zona alpină de la izvoarele Bistrăi, Şucului, Feneşului, Rîului Rece şi Cernei ajung, după toate semnalimentele, la valori de 1400—1600 mm/an.

În regiunile joase, în vestul Cîmpiei Banatului, cantitatea precipitaţiilor este cea mai redusă (sub 600 mm); dar cum ne apropiem de munţi, în fîşia

TABELUL 74

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor din sud-vestul țării (Banat) (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S.baz. (km²)	HM (m)	Q_0 m/s	X_0 mm	Y_0 mm	Z_0 mm	Z_0 mm	Observații
Bega Veche	Beregsău	1 329	137	1,88	655	43	612	10	
Bega	Luncani	73,5	739	1,21	1 038	520	518	150	
Gladna	Surducul Mic	112	356	1,10	870	309	561	90	
Bega	Balinț	1 064	329	5,45	770	161	609	50	
Timiș	Teregova	142	871	2,37	1 042	525	517	—	captări
Rîul Rece (Hideg)	Rusca	163	1 157	4,57	1 338	883	445	272	
Timiș	Sadova	559	933	9,59	1 068	541	527	163	
Timiș	Petroșnița	740	847	9,80	960	424	536	127	
Timiș	Caransebeș	1 072	769	13,6	933	401	532	121	
Bistra	Voislova	232	886	3,32	955	452	503	136	
Bistra Roșie	P. Mărului	79	1 442	2,38	1 350	949	401	274	
Șucul	P. Mărului	77	1 434	2,57	1 450	1 055	395	275	
Bistra Măr.	Balotița	167	1 431	5,75	1 460	1 080	380	280	
Bistra	Oțelul Roșu	728	938	14,0	1 090	607	483	140	
Timiș	Lugoj	2 706	665	33,4	892	389	503	—	
Pogoniș	Otvești	644	239	2,38	696	116	580	26	
Bîrzava	B. Vasiovei	395	590	3,80	895	303	—	—	Capt. cu aduc. +ret.
Bîrzava	Gătaia	721	368	4,86	794	212	—	—	Idem
Bîrzava	Partoș	933	309	5,63	778	190	—	—	
Caraș	Carașova	131	494	1,99	890	478	412	—	Inf. carst.
Caraș	Vărădia	877	316	5,88	825	212	613	65	
Nera	Moceriș	842	654	9,32	880	348	532	92	
Nera	S. Montană	1 164	613	12,6	874	340	534	91	
Berzasca	Berzasca	207	566	1,91	830	291	539	84	
Cerna	Pecinișca	544	1 112	15,2	1 318	880	438	—	Inf. carst.
Mehadia	Cuptoarele	120	727	1,72	960	450	510	130	
Belareca	Mehadia	692	676	6,45	852	293	559	85	
Cerna	Coramnic	1 411	825	23,2	1 030	525	505	166	

premontană, în fața Poianei Ruscăi (v. rîul Gladna în tabelul 73), în golful de relief Timiș-Bistra și în fața Munților Banatului apar valorile de 700—900 mm. Aceste valori se pot explica, de asemenea, numai prin motive aerodinamice.

Scurgerea medie este nedefinită în Cîmpia Banatului tocmai din cauza folosințelor multiple, a desecărilor etc. După afluxul de apă spre rîurile mai mari, după observațiile existente pe rîurile autohtone, ea variază în zona incintelor în jur de 30—50 mm/an, și se ridică pînă la 100—300 mm în dealurile piemontane (v. Gladna, Pogoniș din tabelul 73). Creșterea continuă în Munții Banatului pînă la 800 mm în Semenic și Poiana Ruscăi, iar în masivele Godeanu—Țarcu pînă la valori de peste 1 000—1 200 mm, la altitudinea circurilor glaciare.

Menționăm, că la nivelul zonei alpine inferioare (peste 1800 m) scurgerea medie în cazul Bistrei Roșii, Șucului, Bistra Mărului, Sebeșului, Pîrîului Alb, Hidegului și Cernei poate atinge valori foarte mari, de 1000—1400 m, iar precipitațiile 1400—1600 mm, valori care se întîlnesc numai în această regiune a țării (v. fig 118).

Această abundență a apelor din Banat, oferă mari posibilități pentru alimentarea întreprinderilor, industriilor, hidroenergeticii, alimentării cu apă.

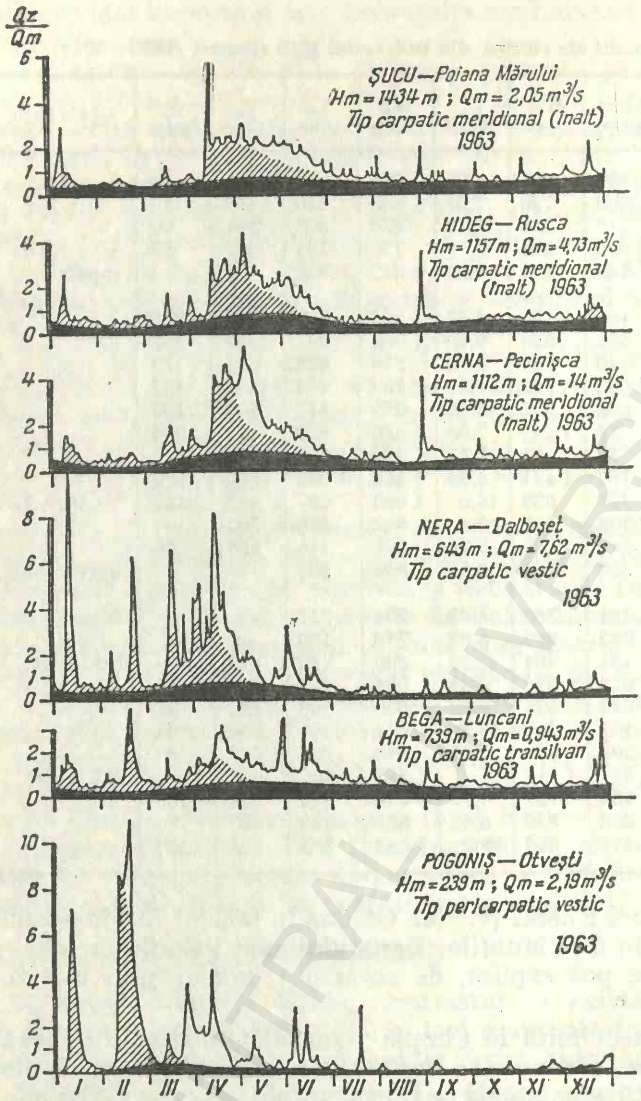

Qz/Qm
ŞUCU—Poiana Mărului
Hm = 1434 m ; Qm = 2,05 m³/s
Tip carpatic meridional (inalt)
1963
HIDEG—Rusca
Hm = 1157 m ; Qm = 4,73 m³/s
Tip carpatic meridional (inalt) 1963
CERNA—Pecinişca
Hm = 1112 m ; Qm = 14 m³/s
Tip carpatic meridional (inalt) 1963
NERA—Dalboşeţ
Hm = 643 m ; Qm = 7,62 m³/s
Tip carpatic vestic
1963
BEGA—Luncani
Hm = 739 m ; Qm = 0,943 m³/s
Tip carpatic transilvan
1963
POGONIŞ—Otveşti
Hm = 239 m ; Qm = 2,19 m³/s
Tip pericarpatic vestic
1963
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII

Fig. 118. Hidrografe comparative ale tipurilor de regim hidrologic din Banat (I. Ujvári).

Evapo-transpiraţia în aria de disipare a resurselor de apă, deci în Cîmpia Banatului, urmăreşte în buna parte izohietele cu o diferenţă de 30—100 mm. Astfel, se conturează clar o axă de evapo-transpiraţie maximă în fîşia cîmpiei de divagare premontană cu valoare de 560—620 mm ; de la axă, spre Ţarcu, există o permanentă scădere a evapo-transpiraţiei cu altitudinea minima în jur de 250 mm (la nivelul circurilor glaciare). Spre centrul Depresiunii Panonice scăderea ei se produce din cauza scăderii precipitaţiilor medii (pînă la 520—550 mm).

Evaporaţie mai scăzută, sub valoarea zonală, se observă şi în planinele carstice, extinse, din Munţii Banatului, în mod special în carstul Caraşului. După valorile bilanţului hidrologic, această scădere de cca 80 mm se dato-

TABELUL 75

Procentajul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinul riurilor din Banat (1950—1967)

Rîu	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Bega Veche	Beregsău	11,1	23,3	21,5	14,6	7,58	7,00	2,34	0,89	0,58	0,98	2,48	7,65	42,1	43,7	10,2	4,00	CV.
Bega	Luncani	8,10	9,15	9,40	12,3	12,7	10,9	7,38	6,36	5,01	4,98	5,75	8,00	25,3	34,4	24,6	15,7	CV.
Gladna	Surducul Mic	10,1	15,5	13,7	14,4	14,3	8,60	3,93	2,72	1,73	2,06	3,96	9,00	34,6	42,4	15,3	7,70	PcV.
Bega	Balinţ	8,95	14,4	12,2	12,8	13,3	9,48	5,05	4,35	3,18	3,22	4,62	8,45	31,8	38,3	18,9	11,0	CV.+PcV.
Timiş	Teregova	7,66	9,12	11,7	17,0	14,2	9,60	6,20	4,85	3,58	3,52	4,82	7,75	24,5	42,9	20,7	11,9	CV.
Riul Rece (Hideg)	Rusca	6,27	6,45	7,95	16,7	18,1	11,2	6,52	5,05	3.61	4,05	6,10	8,00	20,7	42,7	22,8	13,8	CM.+CVa
Bistra	Voislova	8,00	9,62	10.5	14,5	15,2	11,1	6,82	5,40	3,21	3,32	4,60	7,73	25,4	40,2	23,3	11,1	CV.
Bistra Roşia	Poiana Mărului	5,55	5,80	6,39	13,6	19,6	13,0	8,50	6,55	4,70	4,66	5,15	6,50	17,8	39,6	28,1	14,5	CM.
Şucu	Poiana Mărului	5,76	5,75	6,86	14,1	17,9	13,2	8,25	6,38	4,64	4,53	5,77	6,86	18,4	38,9	27,8	14,9	CM.
Bistra	Balotiţa	5,71	5,72	6,92	14,4	19,1	13,4	7,98	6,36	4,36	4,34	5,14	6,57	19,0	40,4	27,8	13,8	CV.
Timiş	Lugoj	7,62	10,4	11,1	15,4	15,8	11,1	6,15	4,86	2,74	2,84	4,37	7,62	25,6	42,3	22,1	10,0	CV.
Pogoniş	Otveşti	11,8	16,1	14,2	13,0	13,1	9,50	4,05	3,60	1,85	2,02	3,25	7,53	35,4	40,3	17,2	7,90	CV.
Bîrzava	Bocşa Vasiovei	8,08	10,0	9,95	12,6	15,3	11,4	6,80	6,15	4,25	3,82	4,55	7,10	25,2	37,8	24,4	12,6	CV. (acumulări bazin)
Caraş	Caraşova	7,74	11,8	12,4	15,5	16,9	11,7	4,53	4,46	2,22	2,47	3,18	7,10	26,6	44,8	20,7	7,90	CV. (influenţă carstică)
Caraş	Vărădia	8,62	14,1	13,1	14,6	15,6	10,8	4,05	3,96	2,08	2.38	3,26	7,45	30,2	43,3	18,8	7,70	CV.
Nera	Moceriş	7,50	10,9	14,1	19,8	13,6	9,10	4,32	3,36	1,84	2,68	4,63	8,17	26,6	47,5	16,8	9,10	CV.
Nera	Sasca Montană	7,65	11,6	13,8	18,8	12,9	9,42	4,55	3,78	1,98	2,82	4,10	8,10	27,4	45,5	17,7	9,40	CV.
Berzasca	Berzasca	7,73	11,7	15,7	18,3	12,9	8,70	3,92	3,10	1,92	2,96	5,00	8,07	27,5	46,9	15,7	9,90	CM.+CV.
Cerna	Pecinişca	5,85	5,73	7,87	17,6	18,9	11,4	5,50	4,05	3,48	4,00	7,92	7,70	19,3	44,4	20,9	15,4	CV.
Mehadica	Cuptoarele	7,97	10,3	13,5	17,8	13,8	10,1	4,80	3,95	2,29	3,16	4,67	7,66	25,9	45,1	18,9	10,1	CV.
Belareca	Mehadia	8,15	11,0	14,0	17,9	13,4	9,05	4,67	3,26	2,48	3,03	5,34	7,72	26,9	45,3	17,0	10,8	CV.

PcV — Pericarpatic vestic; CV — Carpatic vestic; CM — Carpatic meridional; a — varianta alpină inferioară.

reşte infiltraţiilor rapide ale apelor superficiale în rocile fisurate, corodate. Cu aceeaşi valoare creşte în schimb scurgerea subterană carstică. Studii mai profunde ar necesita acest aspect şi în carstul Cernei.

Repartiţia scurgerii în timpul anului oglindeşte aceeaşi deplasare în timp a perioadei umede spre iarnă, ca şi în cazul Crişurilor sau Turului. Sînt prezente şi aici tipurile de regim vestice: *Tipul pericarpatic vestic* se observă pretutindeni în cîmpie şi în dealuri, cu varianta nivo-pluvială în regiunile joase şi pluvio-nivală în zonele piemontane şi chiar montane. După cum se poate observa, din datele cuprinse în tabelul 75, scurgerea medie din timpul iernii, în cazul acestui tip de regim, ajunge la 35—43 % şi valori asemănătoare le are şi scurgerea de primăvară. Ele ajung împreună de ex. la 85,8% pe Bega Veche la Beregsău, la 77% pe Gladna la Surduc, 75,7% pe Pogăniş la Otveşti. *Tipul carpatic vestic* din Banat are şi el caractere asemănătoare cu variantele Crişurilor. Scurgerea de iarnă scade cu altitudinea de la 25% la cca 18%, cea de primăvară reprezintă 40—47%, cea de vară în jur de 20%, iar cea de toamnă cca 8—12%, deci foarte puţin.

Tipul carpatic meridional, cu pondere mai ridicată a scurgerii de vară (25—30%) şi scurgere redusă de iarnă, se observă numai la altitudini mari, respectiv în cazul rîurilor care îşi au izvoarele la altitudinea circurilor glaciare în Ţacru şi Godeanu (v. tabelul 75). Ele nu sînt clasice aici şi au caracterul unei variante vestice cu concentrarea mai slabă a scurgerii spre primăvară-vară ca şi în alte regiuni.

Volumul maxim al scurgerii medii lunare se observă în februarie şi martie în regiunile joase, în aprilie sau în mai în cazul tipului carpatic vestic şi în mai în cazul tipului carpatic meridional. Volumul minim se observă pretutindeni în lunile septembrie şi octombrie.

Scurgerea şi debitele maxime. Aceste fenomene se formează, mai ales, din ploile de la începutul verii, după cum reiese din studiile efectuate în cadrul IMH (225). Viiturile cu debite maxime eminente s-au observat în anii 1938, 1939, 1942, 1955, 1966. Ploile din mai-iunie 1970 au produs în Cîmpia Banatului ape interioare pe teritorii extinse, dar debitul maxim al viiturilor a rămas sub 2% asigurare. Valorile scurgerii maxime cu asi-

TABELUL 76

Debitele şi scurgerea maximă pe rîurile din Banat (I.M.H.)

Rîul	Post	Debite maxime (m^3/s) cu asigurare				Scurgerea maximă asig. 1% ($l/s/km^2$)
		1%	3%	5%	10%	
Bega	Făget	200	160	140	110	423
Rîul Rece	Rusca	260	190	135	100	1 600
Timiş	Caransebeş	700	475	320	210	652
Bistra	Cireşa	390	280	235	180	920
Timiş	Lugoj	1 330	1 050	865	700	492
Pogăniş	Otveşti	91	78	72	63	142
Bîrzava	Moniom	168	125	106	80	545
Caraş	Vărădia	450	337	250	185	514
Nera	Moceriş	650	485	385	295	773
Nera	Sasca Montana	750	590	450	345	645
Cerna	Băile Herculane	650	470	395	305	1 220

gurare 1%, sînt într-o strînsă legătură cu suprafaţa bazinelor de recepţie şi altitudinea medie a bazinelor. În cazul rîurilor cu bazine mici, de ordine a 100—500 km², ea variază în jur de 120—150 l/s/km² în zona de cîmpie, 300—500 l/s/km² în cele de dealuri şi în jur de 1 000—1600 l/s/km² la altitudini mari (tabel 76).

Privită în ansamblu, scurgerea maximă pe rîurile din Banat este mai ridicată la aceleaşi categorii de suprafaţă în comparaţie cu alte regiuni ale ţării. Aceasta este, desigur, o urmare firească a umidităţii mai abundente a climei din timpul iernii-primăverii şi de la începutul verii decît în alte regiuni. Chiar şi în dealurile Pogănişului la o suprafaţă bazinală de 600—700 km² scurgerea maximă depăşeşte 140 l/s/km² (asig. 1%). Sînt mai puţin cunoscute debitele şi scurgerea maximă din zonele îndiguite, deoarece de acolo apele se îndepărtază mai ales prin pompare.

Scurgerea şi debitele minime, respectiv secetele hidrologice cele mai îndelungate în Banat au frecvenţa maximă în perioada de vară-toamnă. Această situaţie se evidenţiază pregnant în tabelul 77 unde sînt prezentate valorile scurgerii minime medii lunare pentru perioada 1950—67, cu asigurare de 95%.

Dacă în regiunile de munte cu excepţia nodului hidrografic al Semenicului mai putem vorbi de valori reale ale scurgerii minime observate, în regiunile de cîmpie acestea sînt deja modificate esenţial de folosinţe, de retenţii etc.

Secarea rîurilor este un fenomen frecvent în Piemontul Lipovei, precum şi în întreaga Cîmpie a Banatului. În primul caz pietrişurile cuaternare, alternate cu nisipuri, reprezintă un mediu favorabil pierderilor la infiltraţii spre apele freatice aflate sub nivelul albiilor, iar în al doilea caz, deci în cîmpie, pantele reduse ale reliefului şi apele freatice, deseori stagnante, nu pot asigura alimentarea subterană în timpul secetelor, deşi ele se află aproape de suprafaţă (adîncimi 0,5—5 m). Tocmai din cauza acestor condiţii variate de alimentare subterană în regiunile joase ar fi o greşeală să stabilim unele norme teritoriale de scurgere minimă. În orice caz (med. lunară asig. 95%) în Delurile şi Cîmpia Banatului are valori sub 0,1 l/s/km². În munţi valorile ei se măresc prin zonalitate verticală pînă la 5—7 l/s/km² în bazinele Hidegului, Cernei, Şucului etc.

Regimul termic şi de îngheţ. Fenomenele de îngheţ sînt şi ele de tip vestic şi poartă amperentele unor ierni mai blînde şi mai instabile decît în partea estică a ţării.

Desigur ca şi în cadrul altor sisteme, şi aici există o legătură destul de strînsă între temperatura aerului şi temperatura apei Pe rîurile mai mici de cîmpie temperatura maximă a apei atinge 30—32°C, iar pe Gladna la Surduc a fost observată la 28. VIII. 1956 valoarea record de 38°C. La altitudini mai mari (1300—1400 m) ea scade la 20—22°C. Mediile lunare maxime se observă în iulie şi în august, iar cele minime în luna ianuarie şi februarie (v. fig. 44). Se remarcă influenţa lacurilor de acumulare de pe Bîrzava în sensul ridicării temperaturilor în perioada de răcire şi în anotimpul rece. Acest fenomen este ajutat şi de evacuările de apă caldă de la Uzinele de la Reşiţa. De asemenea, este neobişnuit de ridicată, în timpul iernii, temperatura apei rîului Cerna, în aval de Băile Hercula-

TABELUL 77

Date de bază cu privire la valorile scurgerii minime ale riurilor din Banat

Riul	Post	Debite medii lunare minime					Debit. min. pe zi asig. 95% (perioada caldă) (m^3/s)
		Perioada rece		Perioada caldă		q min (95%) specific ($l/s.km^3$)	
		Qmin (m^3/sec)	Data prod. luna, anul	Qmin (m^3/sec)	Data prod. luna, anul		
Beregsău	Cernateaz	0,003	I. 1964	0,000	VII—IX. 1961	0,000	0,000
Bega Veche	Beregsău	0,31	XII. 1961	0,000	IX,X. 1961, 62	0,000	0,000
Bega Veche	Cenei	0,14	XII. 1963	0,06	VIII. 1967	—	—
Bega	Luncani	0,50	XII. 1961	0,53	X. 1962	6,8	0,46
Gladna	Surducul Mic	0,05	I. 1964	0,000	VIII. 1950,52	0,45	0,000
Bega	Balinț	1,19	I. 1964	1,27	VIII. 1950	1,11	—
Timiș	Teregova	0,77	XII. 1953	0,57	IX,X. 1961	4,0	0,20
Rece	Rusca	0,45	II. 1964	0,59	IX. 1950	2,75	0,49
Bistra	Voislova	0,78	I. 1964	0,41	VIII. 1952	1,77	0,26
Bistra Roșie	Poiana Mărului	0,58	II. 1954	0,29	IX. 1950	3,68	0,21
Șucu	Poiana Mărului	0,53	II. 1954	0,34	IX. 1950	4,40	0,23
Bistra Mărului	Balotița	1,07	II. 1954	1,20	IX. 1950	6,40	0,49
Timiș	Lugoj	6,17	I. 1954	3,49	VIII. 1952	1,28	2,43
Pogoniș	Otvești	0,18	I. 1964	0,000	X. 1961	0,000	0,000
Bîrzava	Moniom	0,95	I. 1964	0,57	X. 1961	(regim reg.)	—
Bîrzava	Gătaia	1,10	XII. 1951	0,92	X. 1961	(regim reg.)	—
Moravița	Moravița	0,01	XII. 1961	0,000	VII—XI. 1961 1962, 1963	0,000	0,000
Caraș	Carașova	0,15	I. 1964	0,10	IX, X. 1950	0,76	0,08
Caraș	Vărădia	0,40	XII. 1962	0,20	IX. 1962	0,23	0,16
Nera	Moceriș-Dolboșet	1,20	II. 1954	0,62	VIII. 1952	0,74	0,39
Nera	Sasca Montana	1,60	XII. 1953	1,01	VIII. 1952	0,86	0,49
Berzasca	Berzasca	0,24	II. 1954	0,12	VIII. 1952	0,58	—
Cerna	Pecinișca	3,10	II. 1954	2,60	IX. 1950	4,80	2,39
Mehadica	Cuptoarele	0,22	II. 1954	0,11	VIII. 1952	0,92	0,07
Belareca	Mehadia	0,92	II. 1954	0,41	VIII. 1952	0,59	0,32

ne, unde izvoarele carstice şi cele termale au o influenţă de încălzire (v. fig. 44). Ca urmare a acestui fapt, în aval de staţiune lipseşte şi podul de gheaţă de pe Cerna.

O altă problemă este frecvenţa anuală a fenomenelor de îngheţ şi în special a podului de gheaţă. În comparaţie cu alte regiuni ale ţării, după cum a sesizat şi V. Dumitrescu în Banat, frecvenţa podului de gheaţă este foarte redusă (274). Din analiza datelor, din perioada 1941—1962, s-a obţinut o frecvenţă medie de 12% pe Pogoniş, la Otveşti, de 15% pe Bîrzava inferioară, de 19% pe Caraşul inferior (inclusiv influenţa carstului), de 28% pe Belareca, de 18% pe Cerna la Slătinic şi lipseşte cu totul la Băile Herculane în urma influenţei combinate a apelor carstice şi a celor termale.

Eroziunea şi transportul aluviunilor în suspensie. Acest fenomen are o intensitate relativ redusă în Banat, existînd chiar o oarecare monotonie în repartiţia teritorială a turbidităţii apei şi a eroziunii specifice. Aceasta se datoreşte unor cauze diferite regionale. Astfel, în regiunile de munte domină pretutindeni rocile rezistente la eroziune: şisturile cristaline, granitele şi alte roci eruptive, conglomerate, calcare, împădurite deobicei pe suprafeţe mari. Aici, turbiditatea medie observată variază între 100—300 g/m³, iar eroziunea specifică rămîne sub 0,5 t/ha/an. În regiunile de cîmpie incintele sînt de fapt nişte arii de sedimentare a apelor formate între diguri, deci o parte din suprafaţa cîmpiei se exclude din aria erodabilă. Local, pîraiele au turbiditate mică (sub 550 g/m³), fiind redusă totodată şi scurgerea solidă specifică.

TABELUL 78

Turbiditatea şi scurgerea solidă specifică observată în rîurile din Banat (282)

Rîul	Post	Q med. (m³/sec.)	R (kg/s)	r (t/ha/an)	ρ (g/m³)
Timiş	Teregova	2,47	0,64	1,21	260
Timiş	Caransebeş	14,2	3,0	0,88	212
Bistra	Cireşa	6,00	1,30	0,97	215
Timiş	Lugoj	34,2	8,25	0,96	240
Bîrzava	Gătaia	5,39	0,81	0,35	150
Caraş	Caraşova	2,19	0,13	0,31	60
Nera	Dalboşeţ	9,73	1,07	0,40	110
Cerna	Pecinişca	15,3	1,40	0,69	79
Belareca	Mehadia	6,72	1,47	0,67	220

Majoritatea aluviunilor sînt transportate de rîuri în perioada apelor mari de primăvară, deci în lunile februarie-martie în cîmpie şi în aprilie-iunie în munţi.

Particularităţile hidrochimice. Chimismul apelor din rîuri sînt, de asemenea, foarte uniforme, dominînd apele carbonate din grupa calciului. Numai în cazul Arancăi există unele tendinţe de acumulări de clorură de sodiu, provenite tot din Mureş aşa după cum s-a mai observat — şi în cazul Cîmpiei Mureş — Crişul Alb. Mineralizarea apelor variază între 500 şi 1000 mg/l în cîmpie, unde există şi sărături, scăzînd brusc

TABELUL 79

Date hidrochimice pentru rîurile din Banat, la ape mici (1961)

Rîul/Post	Data luării probei	PH	Rez. fix (mg/e)	Cationi (mg/e)						Duritate totală (gr. g).
				Ca^{++}	Mg^{++}	$Na^{+}+K^{+}$	SO_4^{--}	Cl^{-}	HCO_3^{-}	
Aranca/Valcani	15. XI 1961	8,5	681	305,2	6,05	22,43	154,17	201	122	31,36
Bega/Balniţ	28. IX 1961	7,8	210	58,8	38,3	7,6	25,04	6,00	227	11,20
Timiş/Caransebeş	28. IX 1961	7,0	108	36,4	14,11	3,56	5,91	10,0	106,75	6,6
Moraviţa/Moraviţa	19. III 1961	8,5	319	84	36,28	35,8	20,70	30,46	307	13,44
Caraş/Vărădia	30. XI 1961	8,0	306	120,4	14,11	15,0	20,16	20,0	289	14,0
Nera/Sasca Montană	29. VII 1961	7,5	225	75,6	8,06	28,15	46,03	9,0	174	8,68
Cerna/Pecinişca	29. IX 1961	7,1	201	53,2	4,03	33,03	11,18	63,0	93,4	5,88
Belareca/Mehadia	29. IX 1961	7,1	180	61,60	16,12	9,0	15,62	10,0	170	8,40

la valori sub 500 mg/l spre piemonturi şi sub 200 mg/l în regiunile de munte (v. tabelul 79). Aceasta se datoreşte rocilor slab solubile, care domină pretutindeni regiunile de munte, şi lipsei fenomenelor diapirice sau de acumulare de gipsuri. Aciditatea apelor este în general normală, dominînd apele neutre sau slab alcaline (pH = 6,8—7,4).

Poluări mai puternice se observă pe Bega în aval de Timişoara, pe Bîrzava în aval de Reşiţa şi pe rîul Nădrag în aval de Nădrag: poluările organice sînt frecvente pe rîurile de cîmpie din cauza localităţilor care-şi varsă apele fecaloid menajere în ele, fără să fie asigurat întotdeauna debitul de diluţie.

Apele minerale sînt localizate la Băile Herculane şi pe linia de fractură marginală vestică a fundamentului, mascat de sedimente mai ales de vîrstă neogenă (Buziaş), combinate şi cu ape fosile (Călacea, Ivanda).

Apele celor 12 izvoare şi ale unei sonde de la Băile Herculane se folosesc în tratamentul terapeutic a unei game largi de afecţiuni. În ceea ce priveşte compoziţia chimică a izvoarelor, se pot diferenţia două tipuri de bază: *tipul clorurat-carbonatat* din grupa natriului (Hygea, Dragalina, Sonda I, Cloşca 1 şi Cloşca 2, Horia, Izvoarul de stomac şi Izvorul 7 noiembrie), şi *tipul clorurat-sulfatat* din grupa natriului, căruia îi aparţin Hercule 2α şi β, Crişan, Hercule I, Izvorul de Ochi. Mineralizarea lor este între 1,3—7,0 g/l.

În afară de acestea există, la o distanţă de 4 km de staţiune, izvoare cu debit mic (Şapte izvoare), considerate cu cea mai ridicată radioactivitate dintre toate izvoarele din ţara noastră.

Temperatura izvoarelor variază între 24 şi 51°C, însă în cazul izvorului Hercule 2 se observă fluctuaţii mari, între 15 şi 37°C, ceea ce denotă o importantă îmbogăţire în perioadele umede cu ape freatice.

Staţiunea Buziaş, se află în partea sudică a golfului Timişului, la contactul cu piemonturile Sacoşului. Primele documente istorice amintesc localitatea încă din 1072, iar analiza apelor staţiunii se face în 1805. Băile funcţionează din 1838. Apele minerale carbo-gazoase, carbonatate-clorurate-feruginoase se obţin din izvorul Phoenix, dintr-un puţ şi două sonde. Mineralizarea apei din izvor şi puţ este de 1,3 g/l, iar din sondă — de 4,8—5,0 g/l. Bioxidul de carbon provine din exhalaţii mofetice de adîncime, cantitatea lui variind în jur de 1,1—2,0 g/l.

Resursele de apă ale Banatului sînt astfel foarte bogate. Reţeaua fluviatilă fiind tînără din punct de vedere geologic, nu are dimensiuni mari, deci consumurile mai mari de apă trebuiesc pregătite prin captări, compensări de regim prin retenţii în munţi etc. Sursele de apă deosebit de bogate ale Banatului se formează pe versantul vestic şi nordic al masivului Ţarcu, care este o regiune predestinată prin excelenţă pentru utilizări hidroenergetice şi alimentări cu apă.

Utilizarea raţională a resurselor de apă, presupune încă o serie de retenţii în cursul superior al Begăi, al Timişului şi al afluenţilor altor rîuri din Banat. Menţionăm, că în timpul secetelor scăderea debitelor disponibile în reţeaua fluviatilă se resimte deja în regimul folosinţelor (irigaţii, alimentări), ceea ce impune în viitor o gospodărire mai intensivă cu aceste resurse atît de preţioase.

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XIX

Grupa rîurilor sudice

Arterele principale din această grupă de rîuri îşi au originea pe versanţii sudici sau nordici ai Carpaţilor Meridionali, pe care îi străbat prin cursuri transversale. Dintre rîurile cele mai viguroase care au reuşit, datorită marilor falieri transversale ale Carpaţilor, să străpungă linia de cumpănă morfologică şi să dreneze teritoriile aflate la nord de munţi sînt, de exemplu Oltul (debit mediu 164 m^3/s), care drenează şi sudul Podişului Transilvaniei, şi Jiul (debit mediu 86 m^3/s) care a pătruns pînă în depresiunea intramontană a Petroşanilor. Desigur, aceste rîuri avînd bazine hidrografice mai mari, aduc Dunării şi debitele cele mai ridicate. Restul rîurilor din grupa sudică au debitele medii mai scăzute (sub 65 m^3/s).

Prin organizarea lor naturală, sistemele sudice de rîuri autohtone drenează suprafeţe bazinale progresiv crescînde de la izvoare spre vărsare, din diferite zone de altitudine, ceea ce asigură dezvoltarea unei zonalităţi verticale perfecte a elementelor climatice şi hidrologice în cuprinsul bazinelor lor. Această caracteristică se răsfrînge şi în profilul longitudinal al rîurilor sudice, care prezintă căderi din ce în ce mai mici de la izvoare spre vărsare.

Organizarea naturală a sistemelor principale de rîuri ne indică o puternică concentrare a cursurilor montane spre arterele principale, mai ales în zona de divagare, ceea ce duce la formarea unor pieţe de adunare a apelor, periculoase în privinţa inundaţiilor (Jiu, Argeş, Ialomiţa). Totodată însă, pe spaţiile piemontane şi de cîmpie se organizează noi sisteme autohtone de rîuri (piemontane şi de cîmpie internă) care drenează uneori suprafeţe mari, cum sînt Topolniţa, Drincea, Desnăţului, Călmăţuiul, Vedea, Mostiştea etc.

În spaţiile largi, interfluviale de cîmpie, acoperite cu depozite loessoide groase (5—35 m), se formează un microrelief de crovuri în urma dominării proceselor de infiltraţii care duce la formarea zonelor semiendoreice (fără scurgere superficială).

În aceste condiţii, în regiunile de munte există toate premizele pentru acumulări, folosinţe hidroenergetice, iar în cele piemontane şi de cîmpie pentru irigaţii, care sînt de altfel şi elementele preponderente ale gospodăririi apelor. Nu este însă neglijabilă nici suprafaţa luncilor inundabile şi a cîmpurilor aluviale cu exces de umiditate care necesită desecări.

Privit în ansamblu, potenţialul energetic tehnic de amenajare a rîuri-

lor montane din grupa sudică este de 8,25 TWh/an, dintre care Oltul reprezintă 5,0, Argeşul 1,60, Jiul 0,90 şi Ialomiţa 0,75 TWh/an (33).

Suprafeţele irigabile însumează 26 660 km², adică aproape 3 000 000 ha, ceea ce reprezintă posibilităţi foarte mari pentru ridicarea productivităţii agricole. Suprafeţele apărate prin îndiguire sînt mari (3824 km²), iar cele apărate prin desecări ating şi ele 4602 km².

SISTEMELE INTERFLUVIULUI CERNA-JIU

Apele din cadrul acestui sistem sînt colectate de pe o suprafaţă de 4314 km² de către rîurile Bahna, Jidoşiţa, Topolniţa, Blahniţa, Drincea, Sărăceaua şi Desnăţui. Afară de bazinele acestor rîuri, suprafeţele aferente direct Dunării reprezintă 1 636 km², totalul fiind deci de 5 950 km² (fig. 119).

Primele trei, Bahna ($S = 153$ km²; $L = 29$ km), Jidoşiţa ($S = 45$ km²; $L = 18$ km) şi Topolniţa ($S = 341$ km²; $L = 40$ km), colectează apele din partea sudică a Podişului Mehedinţi, avînd caracterele rîurilor montane. Văile lor sînt adînci, iar pantele mari longitudinale le asigură un curs rapid, cu cataracte. Astfel, panta medie a Bahnei este de 32 m/km, a Jidoşiţei de 12 m/km, iar a Topolniţei de 23 m/km. Ele formîndu-se în condiţiile unei umidităţi bogate, au scurgere abundentă, care variază între 200 şi 300 mm (v. tabelul 80). Caracteristicile apariţiei fenomenelor de îngheţ, scurgerea solidă şi particularităţile lor hidrochimice sînt asemănătoare cu a rîurilor din sudul Banatului.

TABELUL 80

Date morfometrice ale rîurilor de pe interfluviul Cerna-Jiu

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				*S*km²	*H*med	*I*med
Bahna	Izvor	0	965	—	—	—
Bahna	P.h. Hobiţa	21,0	185	94	615	301
Bahna	Confl. Dunării	28,5	42	153	525	260
Topolniţa	Izvor	0	974	—	—	—
Topolniţa	P.h. Halinga	33,9	94	230	507	265
Topolniţa	Confl. Dunăre	41,0	40	341	405	208
Drincea	Izvor	0	318	—	—	—
Drincea	Confl. Drincea Mică	53	74	401 / 600	216 / 202	44 / 42
Drincea	P.h. Izimşea	62,6	38	771	174	35
Drincea	Confl. Dunărea	72	32	843	164	32
Desnăţuiul	Izvor	0	270	—	—	—
Desnăţuiul	P.h. Drăgoaia	42,0	100	189	208	50
Desnăţuiul	P.h. Lipovu	60,2	70	601	156	28
Desnăţuiul	P.h. Geicea Mică	85,8	31,0	1681	130	18
Desnăţuiul	Confl. Dunăre	94,8	28,0	1716	127	17

S = suprafaţa bazinului de recepţie (Km²).
Hmed = altit. med. a bazinului de recepţie (m).
I med = panta medie a reliefului bazinului de recepţie (m/km)

TABELUL 81

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor de pe interfluviul Cerna-Jiu (1950—1967)

Rîul		S (km²)	Hm (m)	Debit med. (m³/s)	X_0	Y_0	Z_0	U_0
Topolnița	Halînga	230	507	2,22	890	305	585	100
Drincea	Izimșea	771	174	1,04	570	43	527	10
Desnățui	Lipovu	601	156	1,41	574	74	500	—

Restul sistemelor, cum sînt: Blahnița ($S = 543$ km²; $L = 55$ km), Drincea ($S = 843$ km²; $L = 72$ km), Sărăceaua ($S = 656$ km²; $L = 42$ km) și Desnățuiul ($S = 1716$ km²; $L = 95$ km) își au obîrșia în Piemontul Getic și cuprind în bazinele lor întinsul con de dejecție al Dunării, pe care sînt grefate terasele din stînga Dunării (opt nivele, dintre care domină cele de 27 și 35 m și cele de 50—60 m). Ele au pante longitudinale mai mari în zona piemontană (4—10 m/km) și sub 1 m/km în incinta Cîmpiei Olteniei, scăzînd în cazul Blahniței pînă la 0,2—0,3 m/km. Deși aceste sisteme se desfășoară în zona umidității deficitare, spre ele există un aflux destul de bogat de ape subterane, mai ales dinspre Piemontul Getic, din care cauză rîurile seacă numai pe unele sectoare, mai ales în zona piemontului înalt. Cursurile principale fiind mai adîncite față de afluenți ajung să dreneze apele freatice, însă majoritatea afluenților seacă.

Direcția cursului rîurilor principale urmărește căderea generală a reliefului din NV spre SE în zonele lor de obîrșie (Blahnița, Drincea, Baboia Desnățuiul), după care își schimbă cursul spre sud în urma forțelor dictate de baza de eroziune, adică de Dunăre.

Fluviul, după cum este cunoscut, la sfîrșitul pleistocenului și în holocen a suferit o abatere, în aval de Turnu Severin, tot mai mult spre Podișul Prebalcanic. Pe terasele inferioare ale cîmpului Blahniței și în aval de linia Plenița-Cetate în Cîmpia Băileștilor s-au instalat dune de nisip, care formează un relief specific de depresiuni alungite, la care s-au adaptat „apele vii", apoi apele freatice care apar deseori la iveală și formează chiar și cursuri mici de apă.

Apariția cea mai abundentă a apelor freatice se întîlnește în bazinul Blahniței, unde în unele dintre microdepresiuni (belciuge dunărene) s-au instalat și lacuri temporare (Jiana, Bucium, Rotunda). Apele stagnante dintre dune trebuiesc drenate artificial pentru a înlătura excesul de umidi-

TABELUL 83

Procentul scurgerii medii lunare și sezoniere în bazinele rîurilor de pe interfluviul Cerna-Jiu (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII
Drincea	Izimșea—Cujmir	9,30	12,4	18,8	11,2	7,85	6,53	4,80
Desnățui	Lipovu	8,02	13,6	26,8	16,6	6,65	8,20	2,48

PcV = Pericarpatic vestic (aici getic); PcS = Pericarpatic sudic.

tate. Acestui scop îi serveşte sistemul de desecare Blahniţa — Vînju Mare, care apără o suprafaţă de 2335 ha(10), iar în Cîmpia Băileştilor, în partea ei sudică, sistemul de desecare Pisc-Seaca-Rast (4 325 ha).

Asupra regimului hidrologic al rîurilor de pe teritoriul analizat se fac observaţii la cinci posturi hidrometrice (v. fig. 121), dintre care la trei pe o perioadă mai îndelungată, fiind posibilă determinarea cu o primă aproximaţie şi a normei scurgerii (v. tabelul 81).

Repartiţia scurgerii în timpul anului este asemănătoare cu cea observată pe rîurile din sudul Banatului, sau din bazinul Motrului (iarna 25—27%, primăvara 44—84%, vara 14—17%, toamna 11—13%). Astfel, ele se încadrează în normele tipului de regim pericarpatic vestic (varianta getică). Volumul maxim lunar al scurgerii se observă în februarie-martie, iar cel minim în septembrie.

În privinţa scurgerii maxime există mari diferenţe între Bahna-Topolniţa şi sistemele de cîmpie. După calculele de generalizare, debitele maxime de diferite asigurări sînt cuprinse în tabelul 82.

TABELUL 82

Debitele şi scurgerea maximă de diferite asigurări

Rîul	Post	Debite maxime (m^3/s) cu asigurare de			$q_{max.\ asig.\ 1\%}$ ($l/s \cdot km^2$)
		1%	5%	10%	
Bahna	Hobiţa	190	119	70	2050
Topolniţa	Halînga	283	164	99	1220
Drincea	Izimşea	216	124	80	280
Desnăţui	Lipovu	142	104	71	235

Scurgerea minimă. Relativ ridicată (v. tabelul 84), chiar şi în cazul Desnăţuiului, se observă debite peste valorile normale înregistrate în cîmpiile noastre, unde cursurile seacă sau în cel mai bun caz au o scurgere specifică de 0,05—0,10 $l/s/km^2$. Alimentarea aceasta subterană, relativ bogată, este o urmare a efilării apelor subterane din Piemontul Getic.

Regimul termic şi de îngheţ. Fenomenele de îngheţ pe aceste pîraie nu sînt suficient de bine studiate, dar ele sînt în linii mari analoage cu cele observate pe Obedin (v. baz. Jiu).

VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
4,25	4,07	4,70	7,30	8,80	3,05	34,8	15,6	16,1	PcV+PcS
2,31	1,78	2,12	3,90	7,54	29,2	50,0	13,0	7,80	PcV+PcS

TABELUL 84

Date de bază privitoare la scurgerea minimă pe riurile de pe interfluviul Cerna-Jiu

Riul	Post	Debit minim lunar perioada rece		Debit minim lunar perioada caldă		Anual	Qmin · zi (m^3/s) (perioada caldă)
		Qmin (m^3/s)	Luna—anul	Qmin (m^3/s)	Luna—anul	qmin (95%) ($l/s/km^2$)	
Topolnița	Halînga	0,40	I, II. 1954	0,17	IX. 1958	0,74	—
Drincea	Izimșea-Cujmir	0,32	I. 1954	0,20	VII, VIII. 1952	0,26	—
Desnățui	Lipovu	0,21	XII. 1953	0,10	VIII. 1950	0,16	0,030

C. Diaconu care a studiat *scurgerea solidă* de pe Desnățu, la Lipovu, pentru perioada 1952—62 stabilește o turbiditate medie de 1570 g/m^3. Aceasta la un debit mediu de 1,41 m^3/s al apei, corespunde unui debit solid de 2,21 kg/s și unor debite specifice de 1,15 t/ha/an, cea ce reflectă eroziune destul de accentuată.

Din puncte de vedere *hidrochimic*, apele teritoriului studiat se încadrează în tipul apelor carbonatate din grupa calciului. Mineralizarea lor reflectă însă abundența scurgerii. Bahna și Topolnița au mineralizări în jur de 200—400 mg/l la ape mici, iar pe Desnățui ea se ridică pînă la 500—800 mg/l. Duritatea apelor din sudul Podișului Mehedinți este în jur de 6—13 grade germane, iar în Cîmpia Băileștilor se ridică la 20—24 gr. germ. Calitatea apelor corespunde astfel criteriilor de utilizare exigentă în cazul lipsei de infectare organică.

Pe spațiul Cerna—Jiu, suprafața totală irigabilă este de 354 mii ha, normele medii de irigație fiind în jur de 3 000 m^3/ha. Necesarul de apă de irigație pentru unitățile mai mari se obține prin pompare din Dunăre și în parte din Jiul inferior, dar perspective le au și irigațiile din ape subterane. În prezent se termină unul dintre cele mai mari sisteme de irigații în Cîmpia Băileștilor—sistemul Calafat—Băilești. El este amenajat pe o suprafață de 49 720 ha și în perioada de vîrf distribuie cca. 30 m^3/s prin canalele de irigații care au o lungime totală de 200 km.

SISTEMUL JIULUI

Jiul este unul dintre sistemele fluviatile mari ale țării ($S = 10\,469$ km^2; $L = 348$ km), care drenează versanții sud-vestici ai Carpaților Meridionali, partea vestică a Piemontului Getic și o mică porțiune din Cîmpia Română. Prezența, în zona de izvoare, a Depresiunii Petroșani înconjurată de munți cu altitudini de peste 1 500—2 000 m, a barajului montan extins în nordul și vestul sectorului inferior a determinat o compartimentare destul de puternică a bazinului său, element care se răsfrînge în toate condițiile fizico-geografice ale repartiției teritoriale a scurgerii și a tipurilor de regim.

Munții reprezintă 25% din bazin, regiunile deluroase 65%, iar cele de cîmpie abia 10%.

Avînd în vedere particularităţile structurale ale sistemului precum şi ale profilului longitudinal, în lungul rîului se disting în mod evident patru sectoare caracteristice: *sectorul superior* din Bazinul Petroşanilor, *sec-sectorul defileului Lainici*, *sectorul piemontan* şi *sectorul de cîmpie*.

Jiul se formează de fapt în Bazinul Petroşanilor prin unirea a două cursuri de apă: Jiul-de-Vest şi Jiul-de-Est, primul fiind considerat ca izvor.

Jiul-de-Vest sau Românesc ($S = 534$ km²; $L = 51{,}4$ km) izvorăşte din Retezatul Mic, de la o altitudine de 1 760 m, din căldarea glaciară a Scoroţilor dominată de vîrful Drăgăşanului (2 076 m). Aici se adună o serie de organisme torenţiale seci, cum sînt Scorota Seacă, Scorota Verde, Scocu Scoroţii etc., iar pe Scocul Mare, mai precis, pe afluentul acestuia Faţa Jarului, există şi un mic lac glaciar — Lacul fără Fund. Spre aval, cursul Jiului-de-Vest urmăreşte liniile tectonice longitudinale care încadrează fundul Depresiunii Petroşani ca o continuare concordantă cu Valea Cernei. Pe dreapta, valea Jiului este relativ îngustă, fiind mărginită de masivele Oslea-Vîlcan, iar pe stînga de masivul Retezat.

Înainte de a pătrunde în depresiunea propriu-zisă a Petroşanilor, în zona de izvoare se găsesc masive calcaroase de vîrstă jurasică bine carstificate. Astfel, aici au fost identificate 12 peşteri, iar unii afluenţi ai Jiului au format chei impunătoare şi cascade (Cascada şi Cheile Pleşii pe Izvorul Buta). Însuşi cursul superior al rîului este prăpăstios, pantele longitudinale pînă la Cîmpul lui Neag fiind în medie de 58 m/km. În aval, rîul şi-a adîncit valea în sedimente terţiare dominant oligocene (în dreapta) şi burdigaliene (stînga), creindu-se condiţii tipice pentru drenajul adînc al apelor freatice. Pantele longitudinale scad (în medie pînă la vărsare 6,80 m/km), iar valea se lărgeşte treptat, făcînd loc orăşelelor atît de bine cunoscute prin exploatările şi prelucrarea cărbunelui (Uricani, Lupeni, Vulcan).

Dintre afluenţii pe care Jiul-de-Vest îi primeşte din dreapta amintim Valea Oslei, Gîrbovul şi Valea de Peşti ($S = 31$ km²; $L = 11$ km). În apropierea vărsării în Jiu a ultimului afluent se construieşte în prezent lacul de acumulare cu acelaşi nume, care va avea un volum de 7 000 000 m³, cantitate necesară pentru alimentarea cu apă a localităţilor miniere; restul afluenţilor, ca: Balomirul, Braia, Baleia şi Merişoara, sînt mici avînd suprafaţe sub 20 km².

Afluenţii din stînga sînt puţin mai dezvoltaţi. Primul, Buta ($S = 20$ km²; $L = 8$ km), care izvorăşte din lacul glaciar Buta ($S = 3040$ m²; $h = 4{,}45$ m) are debite mai mari la vărsare decît cursul principal; urmează apoi Valea Lazărului ($S = 26$ km², $L = 6$ km) care îşi are obîrşia la altitudini mari, în vecinătatea Rîului Bărbat (vf. Păpuşa — 2247 m; vf. Custurii — 2 463 m; vf. Lazarului — 2 283 m etc.) şi Pilugul ($S = 23$ km²; $L = 8$ km), Sterminosul, Mierleasa, Crevedia ($S = 32$ km²; $L = 12$ km) şi Aninoasa.

Jiul-de-Est sau Transilvan ($S = 479$ km²; $L = 28$ km) soseşte din partea estică a Depresiunii Petroşani, mai largă, cuprinsă între munţii Şurian şi Parîng, constituiţi, dominant, din şisturi cristaline şi granite. Îşi are obîrşia la altitudinea de 1 430 m, la sud de culmea Şurianului

(2061 m). Pantele rîului sînt mari pînă la confluenţa cu pîrîul Răscoala (în medie 50 m/km), după care însă pătrunzînd în aria sedimentară neogenă, cursul său se linişteşte puţin, pantele sale scăzînd la 13—14 km, în medie, pînă la vărsare. Existenţa acestor pante pe valea Jiului-de-Est ne indică o viguroasă eroziune liniară, care se manifestă bine în formele de albie.

Bazinul Jiului-de-Est este simetric, larg, rîul primind afluenţi importanţi atît din stînga, dinspre Parîng, cît şi din dreapta, dinspre Şurian, toţi avînd pante mari şi scurgere relativ bogată.

Bilele, Răscoala şi Taia ($S = 90$ km^2; $L = 16$ km) izvorăsc de sub Şurianu. Sînt renumite pentru frumuseţea lor Cheile Taiei, modelate în calcare jurasice, în care şi-au făcut loc şi patru peşteri. Seria afluenţilor din dreapta se încheie cu Baniţa, care se varsă în Jiu la Petrila ($S = 103$ km^2; $L = 16$ km). Regimul său este, de asemenea, influenţat de fenomenele carstice. V.Trufaş identifică la vărsarea unui afluent (Jupîneasa) din stînga Băniţei o captare carstică subterană în lungul căreia s-a format Peştera Bolii.

Afluenţii din stînga au dimensiuni mai modeste, cu bazine de 10 — 23 km^2 (Sterminos, Cîmpa, Măleia), exceptînd Jieţul ($S = 81,5$ km^2; $L = 25$ km) care pătrunde prin eroziune regresivă pînă la nivelul circurilor glaciare din nordul Parîngului, de unde drenează 13 lacuri glaciare. După S. Iancu şi I.P. Pişota (v.fig.120), pe Valea Ghereşului se găseşte Tăul Ghereşului ($S = 3\,669$ mp; $h = 5,5$ m), pe Valea Roşiilor — Tăul Fără Fund ($S = 37\,600$ mp; $h = 17,6$ m), Tăuţul Roşiilor ($S = 3\,560$ mp; $h = 1,5$ m) Oglinda Mîndrii ($S = 11,150$ mp; $h = 8,3$ m) şi Tăul Stînii ($S = 4\,900$; $h = 1,25$ m); în circurile Slăveiului, sub Cîrja (2 407 m) sînt adăpostite încă cinci lacuri mai mici, ca Tăul Verde I. ($S = 6\,150$ mp; $h = 6,5$ m), Tăul Verde II ($S = 1\,410$ mp; $h = 1,0$ m), Tăul Verde III ($S = 1\,500$ mp; $h = 1,0$ m), Slăveiul ($S = 2\,525$ mp; $h = 2,8$ m), Tăul Adînc (îngheţat; $S = 1\,385$ mp; $h = 5,1$ m), iar pe Valea Mîjei, în căldarea nordică, se află lacul Mîja, ale cărui dimensiuni nu ne sînt încă cunoscute. Autorul aminteşte şi de Lacul Secat, un mic ochi de apă.

După formarea Jiului, la Livezeni-Iscroni, rîul se îndreaptă direct spre sud, spre clisura defileului Lainici (Livezeni-Bumbeşti), pe care Jiul îl străbate, pe o distanţă de 18 km, avînd o pantă medie de 9 m/km şi un debit mediu de 20—23 m^3/s. Defileul este modelat în depozitele sedimentare mezozoice ale autohtonului, în cristalinul de epizonă şi în intruziuni granitice. Pe acest sector, cu excepţia unui mic afluent din dreapta (Braţcu), primeşte afluenţi numai din stînga, cum sînt Izvorul ($S = 38$ km^2; $L = 11$ km), pe care V.Trufaş a identificat trei izvoare carstice emergente cu un debit mediu în jur de 80 l/s, apoi Polatiştea ($S = 50$ km^2; $L = 13$ km), ce vine de sub Mîndra Chiţiu, iar la capătul inferior al defileului pe Sadu ($S = 95$ km^2; $L = 21$ km), pe care, la Sadul Gorjului, funcţionează o mică hidrocentrală.

După ce Jiul a scăpat din Defileul Lainici, pătrunde în sectorul piemontan getic, unde a format un vast con de dejecţie care se prelungeşte pînă în Depresiunea Tîrgu-Jiu. Pantele longitudinale scad rapid la valori în jur de 5 m/km, iar rîul depune şi în prezent o cantitate mare de galeţi, pietriş, albia sa avînd un aspect tipic de divagare cu mobilitate mare, despletindu-se în mai multe braţe pînă la comuna Tezureni. În depresiune, panta rîului scade şi mai mult (3,4 m/km), ceea ce duce la noi aluvionări, iar

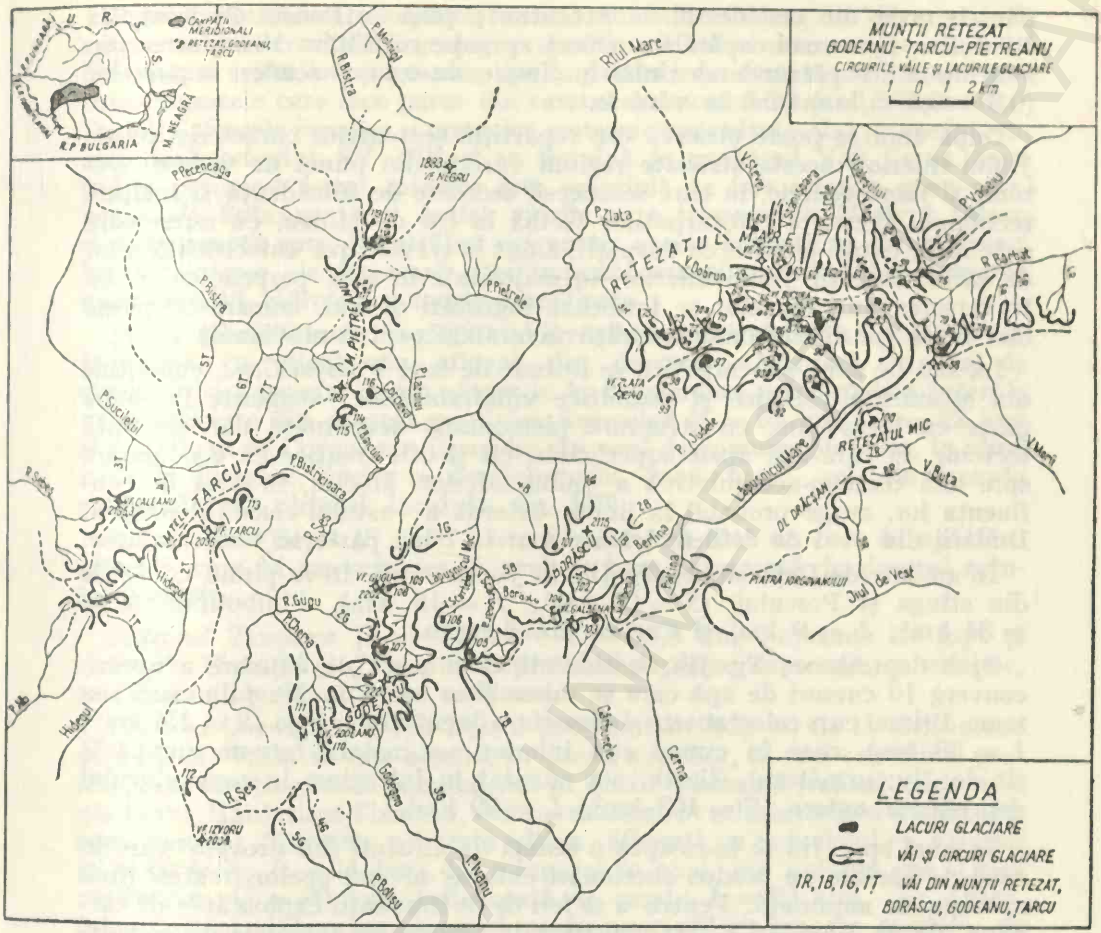


Fig. 120. Lacurile glaciare din munții Retezat-Godeanu-Țarcu (după I. Pișota).

58. Vaseiul; *59.* Zănoguțele Galeșului; *60.* Galeș; *61.* lacurile din Valea Rea; *62.* Pietrile; *65.* Tăul Stevii; *66.* Știrbul; *67.* Caprelor; *68.* Tăuțul Iezilor; *69.* Gemenele; *70.* Tăul Negru; *70a.* Secat; *71.* Cîrligul; *72, 73.* Radeș I și II; *74, 75.* Zănoaga Mică I și II; *76.* Tăul Țapului; *77.* Tăul Păpușii; *78.* Ciumfu Mare; *78 a.* Ciumfu Mic; *79.* Tăuțul Custurii; *80.* Custura Mică; *81.* Custura Mare; *82.* Peleaga; *83.* Peleguța; *84.* Bucura; *85.* Agățat; *86.* Tăul Porții; *87.* Florica; *88.* Viorica; *89.* Ana; *90.* Lia; *91.* Slăveiul; *92.* Turcel; *93.* Răsucit; *94.* Urît; *95.* Ascuns; *96.* Judele; *97.* Zănoaga; *98.* Tăul Spurcat; *99.* Zănoguța; *100.* Buta; *101.* Zănoaga Lungiță (Borăscu); *102.* Iezerele Berhinei; *103.* Gîrdomanu; *104.* Borăscu Mic; *105.* Scărișoara; *106.* Scurtele; *107.* Moraru; *108., 109.* Gogu I și II; *110.* Godeanu; *111.* Bonțica; *112.* Balta Șeselor; *113.* Pietrele Albe; *114, 115.* Baicul I și II; *116.* Corcîova; *117.* Netiș; *118, 119, 120.* Bistra I, II și III. (Obs. Numerotarea lacurilor continuă din M. Paring fig. 127).

fundul depresiunii are aspectul unei cîmpii de divagare cu ape freatice apropiate de suprafață, cu concentrarea unui număr mare de cursuri de apă. O parte din sudul depresiunii este inundată periodic de apele lacului de la Rovinari (v.fig.119)

În aval de primirea Tismanei, valea Jiului se îngustează din nou pînă la primirea Gilortului și Motrului. Cu toate acestea, pantele longitudinale sînt mici (în jur de 0,7 m/km) și rîul meandrează puternic. În aval, Jiul capătă aspect de rîu de cîmpie cu vale largă, meandrări foarte accentuate în condițiile unor pante de 0,33 m/km pînă la confluența cu Amaradia. Pe flancul sudic al Piemontului Getic, în zona cîmpiei piemontane,

pantele cresc din nou destul de accentuat: pînă la Podari ele ajung la 1,0 m/km, iar cursul capătă un aspect aproape rectiliniu. Meandrarea din aval ne indică pătrunderea rîului în cîmpie, cu o nouă scădere a pantelor (0,3 — 0,5 m/km) pînă la vărsare.

După cum se poate observa din repartiția sectoarelor caracteristice ale Jiului inferior, acesta străbate regiuni variate din punct de vedere tectonic și morfogenetic, în care se succed sectoare de subsidență și înălțare tectonică. Prezența Subcarpaților Getici la est de Motru, cu numeroase sisteme de cutări paralele cu Carpații, a dus la traversarea antecedentă a lor de către afluenții Jiului inferior, în majoritate în sens perpendicular. La traversarea anticlinalelor se formează îngustări de văi, culoare cu pante mai mari, iar în sinclinale condiții favorabile pentru aluvionări.

La sud de zona subcarpatică se întinde de fapt *Podișul Getic*, constituit din sedimente psefitice și psamitice villafranchiene, acoperite în bună parte cu loess-lehm, cu structură piemontană accentuată dar dislocată tectonic, în care atît apele superficiale, cît și cele freatice au o deplasare spre axa tectono-acumulativă a Jiului inferior. Motrul, în aval de confluența lor, curge probabil la limita externă a vastului con de dejecție al Dunării din aval de defileu, transformat în bună parte în terase extinse.

În amonte de Depresiunea Tg. Jiu, în Jiu se varsă cîteva pîraie, ca Tetila din stînga și Porcului ($S = 25$ km^2; $L = 15$ km), Simbotinul ($S = 34$ km^2; $L = 9$ km) și Cartiul din dreapta.

Spre depresiunea Tg. Jiu, considerată ca o piață de adunare a apelor, converg 10 cursuri de apă care se unesc și se varsă în Jiu prin cinci sisteme. Primul curs colectat este *Amaradia*, afluent din stînga ($S = 152$ km^2; $L = 39$ km), care în cursul său inferior s-a instalat într-un curs părăsit de Jiu; următorul, Zlaștu, s-a adaptat în întregime la zona ulucului depresionar extern ($S = 103$ km^2; $L = 20$ km).

În aval spre Jiu se îndreaptă o seamă de afluenți din dreapta care în zona de vărsare au produs aluvionări extinse, nivelul apelor freatice fiind aproape de suprafață. Pentru a se feri de de inundații exploatările de cărbune de la Rovinari a fost construit în amonte de incintele de exploatare un baraj pentru realizarea unor retenții temporare în timpul viiturilor periculoase. Lacul Rovinari, care se formează, astfel, temporar are capacitatea de retenție de 100 000 000 m^3 și un baraj de 15 m înălțime, dar se preconizează ridicarea barajului pînă la 24 m și atunci retenția va crește la 300 000 000 m^3, ceea ce asigură atenuarea viiturilor celor mai periculoase, cu cca 60%.

Din est, în incinta lacului, se varsă numai Jiul. Restul cursurilor sînt afluenții din dreapta ai Jiului, care își colectează apele de pe versantul sud-vestic ai Munților Vîlcan. Dintre aceste sisteme Șușița și Rașova au fost colectate în apropierea barajului actual, iar sistemul Tismana cu afluenții săi Jaleș cu Bistrița mai în aval. În prezent aspectul acestei piețe de ape s-a modificat, dar funcțiile cursurilor principale de rîuri au rămas valabile. Tismana a fost dirijată spre Lacul Rovinari prin cursul inferior al Icaznăi, unde întîlnește pe Jaleș și Bistrița, iar cursul inferior al ultimilor afluenți a fost transformat în canal de evacuare din lac. Fostul curs inferior al Tismanei se utilizează și el pentru evacuarea apelor din incinta din dreapta Jiului.

Rețeaua rîurilor care împînzește versantul sudic al Munților Vîlcan poartă amprenta unei constituții geologice specifice. Masivul este compus în bază din șisturi cristaline și granite, dar în partea inferioară apare barajul calcaros mezozoic care face parte din carstul din nordul Olteniei (Vînturarița-Buila). Calcarele jurasice și cretacice, puternic tectonizate, sînt prinse într-un anticlinal orientat SV—NE și se termină în grabănul Văii Cerna. Spre sud și est acest baraj calcaros este mărginit de formațiunile greso-marnoase ale Subcarpaților. Astfel, rîurile care traversează Masivul Vîlcan și se îndreaptă spre Jiu străbat epigenetic aceste formațiuni. În cuprinsul barei calcarose ele formează chei impunătoare și participă la formarea unor condiții hidrologice foarte complicate.

Șușița (S=242 km²; L=53,2 km) izvorăște de sub vîrful Straja (1870 m), împreună cu micul său afluent din dreapta — Măcrișul. În aval de cheile de la Carpenu, Șușița pătrunde în depresiunea subcarpatică internă, unde primește din dreapta pe Valea Susenilor (S = 65 km²; L = 22 km) și din stînga pe Cornul sau Cernadia. În aval de comuna Slobozia, în plină zonă de divagare, Șușița se despletește în două brațe, cel din dreapta colectînd apele pîrîului Iazul (v. fig. 119).

Rașova sau Jiețul (S = 53 km²; L = 24 km) este un curs de apă fără afluenți, care își are originea în aval de bara calcaroasă, în dreptul satului Dobrița.

Sistemul Tismana (S = 948 km²; L = 43,8 km) cuprinde de fapt și sistemele Bistriței și Jaleșului, deși ultimii depășesc împreună, ca mărime, pe Tismana în amonte de confluență.

Tismana izvorăște de sub Dealul Broștenilor (1629 m) de la altitudinea de 1460 m. Valea sa este săpată, în cursul superior, în roci cristaline, granite, ce se mențin pînă la pătrunderea în Cheile Tismanei (calcar) unde și-a găsit locul Mănăstirea Tismana, valoros monument arhitectonic și istoric. Din zona carstică Tismana primește cîțiva afluenți ca Sohodolul cu Vizieșul (S = 60 km²; L = 11 km) din stînga și în aval, din dreapta, pe Orlea cu Pocruia (S = 90 km², influențată de carst; L = 22 km). În Orlea, între Coșteni și Izvarna se varsă apele unor efilări, izvoare carstice de adîncime (cca. 2 m³/s), cu un regim hidrologic și termic surprinzător de stabil, practic independent de regimul factorilor externi. În bilanțul hidrologic se observă un surplus al scurgerii medii de cca. 900 mm față de valorile zonale (v. tabelul 85). Dintre izvoare, debitul cel mai mare îl are Izvarna, care a fost captat pentru alimentarea orașului Craiova (v. fig. 121).

Pantele Tismanei superioare sînt mari (media la Godinești 65 m/km), dar valori asemănătoare au și afluenții mici montani (Tismănița, Pocruia). Evadat din munți, la altitudinea de 200 m rîul se liniștește în condițiile unor pante medii de 1,45 m/km pînă la vărsare. Această scădere bruscă a pantei longitudinale favorizează aluvionarea văii și formarea inundațiilor. Dintre afluenții piemontani, din dreapta amintim: Pești eana (S=56 km²; L = 9 km) și Strîmba (S = 20 km²; L = 7 km), iar din stînga, dinspre dealurile subcarpatice ale Sporeștilor, pe Cîlnicul (S = 21 km²; L = 11 km).

Sistemul Bistriței și Jaleșului (S = 521 km²; L = 46,6 km) confluează cu Tismana în incinta depresiunii lacustre de la Rovinari.

Fig. 119. Reţeaua hidrografică din bazinul Jiului şi de pe interfluviul Cerna-Jiu cu posturile hidrometrice utilizate la studii.

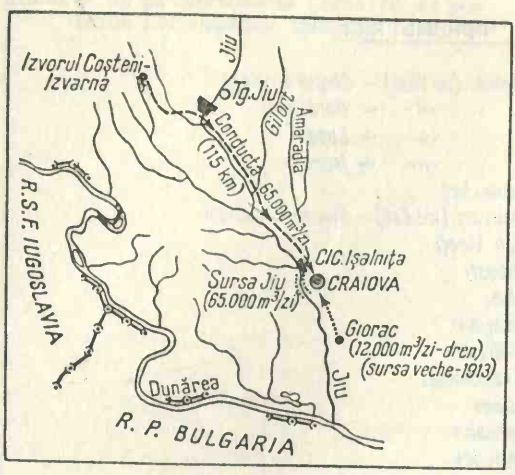


Fig. 121. Traseul conductei de captare a apelor carstice de la Orlea (Izvarna-Coşteni) şi alte surse pentru alimentarea Craiovei cu apă potabilă şi industrială. (230)

Bistriţa izvorăşte de la altitudinea de 1780 m de sub vîrful Oslei (1946 m), masiv de cumpănă din care izvorăsc şi rîurile Motru, Jiu şi Cerna. Modelîndu-şi valea sa îngustă pînă la ieşirea din munţi în şisturi cristaline, granite şi calcare jurasice, Bistriţa are pante longitudinale mari (65 m/km pînă la Peştişani). Dacă la acest fapt mai adăugăm şi debitele importante în sectorul montan (pînă la 3 m³/s), ne putem crea o imagine favorabilă despre posibilităţile de folosire energetică şi pentru alimentări cu apă a rîului. În sectorul superior al rîului sînt colectaţi numai afluenţi mici, ca Lespezelul şi Bistricioara din dreapta şi Bătrîna ($S = 83$ km²; $L = 18$ km) din stînga. Ultimii izvorăsc din zona calcaroasă.

În zona depresionară externă, la Teleşti, în Bistriţa se varsă afluentul său, puternic influenţat de fenomenele carstice, *Jaleşul* ($S = 214$ km²; $L = 47{,}2$ km). După ce a cules apele Pleşului şi Pleşcioarei ($S = 36$ km²; $L = 9$ km) din zonele înalte ale Munţilor Vîlcan, acesta pătrunde în zona calcaroasă. În defileul pitoresc de la Runcu, Jaleşul îşi pierde mult din debite, devenind un „sohodol", nume local. Răsfirate însă, apele sale revin din abundenţă în aval de bara calcaroasă atît în albia sa precum şi prin izbucurile vauclusiene de la Runcu-Gorj, care totalizează un debit în jur de 2 m³/s. După observaţiile lui V.Ciaglîc, o parte din debitele pierdute de Jaleş în partea din amonte a Cheilor Runcului, revin în aval, sub forma unor izvoare descendente, suspendate, care însoţesc rîul în defileu. Din izvoarele vauclusiene se naşte cursul parazitar al Runcului ($S = 17$ km²; $L = 9$ km), afluent din dreapta al Jaleşului. Dintre ele, izvorul Jaleş-Runcu urmează să fie captat pentru alimentarea cu apă a Craiovei. El are un regim mai compensat decît cursul Jaleşului însă urmăreşte în linii mari fazele principale, ceea ce este o dovadă a legăturii cu Jaleşul (Sohodol). Este interesant că Jaleşul, la Runcu, în amonte de captarea izvoarelor carstice, are o scurgere medie de 630 mm, ceea ce corespunde cu valorile zonale normale, însă după primirea afluxului de ape carstice, la postul Stolojani, scurgerea medie se ridică la 1060 mm/an, ceea ce nu se poate explica decît prin efilări şi captări laterale de ape carstice, deoarece media

precipitațiilor pe bazin reprezintă abia 1010 mm. Fenomenul merită un studiu mai detaliat.

După primirea Jaleșului, Bistrița are deja debite relativ mari (în jur de 10 mc/s), cu care alimentează lacul de la Rovinari. Înainte de confluență în Bistrița se mai varsă un mic pîrîiaș din dreapta — Icazna sau Valea Mare, care izvorăște din dealurile subcarpatice interne Sporești—Brădiceni și care găzduiește în prezent, în cursul său inferior, apele Tismanei canalizate.

În aval de lacul de la Rovinari, spre încinta protejată se îndreaptă micul pîrîu subcarpatic Dîmbova, iar mai spre aval, tot din stînga se varsă în Jiu, Cioiana ($S = 177$ km²; $L = 21$ km), curs de apă adaptat la contactul sudic al Dealului Bran cu Podișul Getic. Ca și un curs subsecvent, primește afluenți numai din dreapta. Exploatările de petrol de la Țicleni poluează puternic apele sale.

Jiltul ($S = 375$ km²; $L = 49{,}4$ km), afluent din dreapta, este unul dintre rîurile care se desfășoară în întregime în zona Piemontului Getic. Datorită acestui fapt scurgerea este redusă, iar rîul seacă în perioadele secetoase ale anului, nivelul apelor freatice fiind sub nivelul albiei cursului principal. Afluenții Jiltului sînt, de asemenea, intermitenți sau chiar episodici. Dintre cei mai mari se amintește Jiltul Slivilești ($S = 81$ km²; $L = 13$ km), Jiltul Mic ($S = 40$ km²; $L = 14$ km), Borăscu ($S = 54$ km²; $L = 16$ km) din dreapta și Valea Racilor ($S = 68$ km²; $L = 20$ km) din stînga.

Gilortul ($S = 1\,348$ km²; $L = 116{,}2$ km) este cel mai important afluent din stînga al Jiului, care izvorînd de pe versantul sudic al Parîngului de sub vf. Mîndra (2 518 m), străbate aproape paralel cu Jiul aceleași unități de relief de la sud de Carpați. După ce își culege izvoarele de la altitudinea de 2 000 m, își formează o vale prăpăstioasă, adîncă, cu căderi mari pînă la Novaci (în medie 64 m/km), în șisturi cristaline, granite și granodiorite. Pe acest sector primește doi afluenți mici din stînga, Pleșcoaia și Romanul, cu aceleași caracteristici. În aval de Novaci, rîul pătrunde în ulucul depresionar subcarpatic intern, unde colectează o serie de afluenți mici cum sînt Gilorțelul Mare și Galbenul ($S = 120$ km²; $L = 31$ km) din stînga și Hirișeștii și Ciocadia ($S = 120$ km²; $L = 30$ km) din dreapta. Sînt renumite Cheile Galbenului, în amonte de Baia de Fier, modelate în calcare jurasice.

Spre Depresiunea Subcarpatică externă de la Cărbunești converg spre Gilort noi afluenți, dintre care Cîlnicul (din stînga) sosește din dealurile subcarpatice ($S = 103$ km²; $L = 21$ km), iar Blahnița (din dreapta) își are izvoarele în regiunea de munte ($S = 213$ km²; $L = 44{,}3$ km), la altitudinea de 1 200 m. În aval, Gilortul pătrunde în Podișul Getic unde, pe o distanță de 56 km are un curs instabil, cu o pantă longitudinală medie de 1,7 m/km. Pe acest sector, afluenții pe care îi primește seacă anual (Vladimir, Purcari, Sterpoaia, Groșerea). Se varsă în Jiu în partea nordică a Depresiunii erozionale de la Filiași, iar în aval după 10 km se află și confluența Motrului.

Motrul ($S = 1\,874$ km²; $L = 138{,}8$ km) este cel mai mare afluent al Jiului, care-i imprimă cursului principal particularitățile regimului Podișului Getic. Își are obîrșia în Munții Vîlcan, sub vîrful Oslea (1 946 m), la o altitudine de 1 230 m în apropiere de izvoarele Bistriței (Tismana). La

început traversează o regiune constituită din şisturi cristaline şi granite, pentru ca apoi să pătrundă în regiunea calcaroasă a Podişului Mehedinţi, caracterizată prin numeroase şi variate forme carstice, ca: podul natural de la Ponoare, peste 70 de peşteri, dintre care cea de la Cloşani are lungimea cea mai mare din ţara noastră, chei, dispariţia unor afluenţi prin ponoare (Motrul Sec), apariţia de izvoare carstice abundente etc. Primul său afluent, Motrul Sec ($S = 81$ km^2; $L = 15$ km) se varsă în Motru în aval de Cloşani, după traversarea zonei carstice. Motruşorul, următorul afluent din dreapta ($S = 13$ km^2; $L = 8$ km), izvorăşte tot din regiunea carstică, la izvoarele sale existînd 13 peşteri cu dimensiuni variate. Acesta este urmat apoi de Brebina ($S = 77$ km^2; $L = 19$ km), care străbate străvechea exploatare de cupru de la Baia de Aramă, în prezent părăsită. În amonte de confluenţă, panta medie a sectorului superior al Motrului este 27 m/km, iar în aval, pînă la vărsare, de abia 1,5 m/km. Această schimbare se oglindeşte bine mai ales după primirea afluentului din dreapta, Crainici ($S = 193$ km^2; $L = 18$ km) care se uneşte cu două cursuri mai importante, cu Lupca ($S = 53$ km^2; $L = 16$ km) şi Ohaba ($S = 64$ km^2; $L = 13$ km). În aval, se află noul oraş minier Motru, a cărei naştere este legată de intrarea în funcţiune a marilor exploatări de lignit, descoperite aici (din satele Ploştina, Horăşti şi Leurda).

Dintre micii afluenţi locali, piemontani, se pot aminti Lupoaia, Ploştina (din stînga) şi Peşteana ($S = 81$ km^2; $L = 14$ km) după care, din dreapta, primeşte pe *Coşuştea* ($S = 425$ km^2; $L = 40{,}2$ km), cu izvoarele tot în regiunea calcaroasă a Munţilor Cernei. Rîul îşi are obîrşia la Isverna, dintr-un izvor carstic bogat, şi traversează prin mai multe chei pitoreşti zonele calcaroase ale Mehedinţului. În aval devine un rîu tipic Piemontului Getic, colectînd pe Coşuştea Mică ($S = 80$ km^2; $L = 24$ km) cu aspect asemănător.

În aval de confluenţa cu Cotoroaia ($S = 50$ km^2; $L = 18$ km), Motrul se adaptează extremităţii nordice a marelui con de dejecţie al Dunării, acoperit de sedimente fluviatile mai recente, ale cărui contururi sînt schiţate bine de cursurile cu direcţie V—E, care se mai varsă în aval în Motru, ca Huşniţa ($S = 313$ km^2; $L = 44$ km) şi de alţi afluenţi care se varsă direct în Jiu, ca Argetoaia ($S = 225$ km^2; $L = 46$ km), Obedinul ($S = 478$ km^2; $L = 58{,}2$ km) cu afluenţii săi, precum şi de alte pîraie mai mici, ca Tejacu, Dîlga şi Vistieriei.

În aval de confluenţa cu Motrul, Jiul primeşte şi din stînga o serie de afluenţi piemontani, cum sînt Cîrneştii, Răcarii, Brădeşti ($S = 45$ km^2; $L = 20$ km) şi *Amaradia* ($S = 826$ km^2; $L = 105$ km), cel mai mare rîu cu scurgere intermitentă din Podişul Getic.

În sectorul de cîmpie, în aval de Craiova, se observă tendinţa de efilare a apelor freatice, ivindu-se chiar şi în văile puţin adîncite izvoare cum sînt cele de la Coşoveni (Valea Lumaşu), de la Leu, Gioroc etc.

În aval de comuna Secui, fundul văii Jiului capătă aspectul unor zone de divagare, iar cursul principal denotă tendinţa de abatere spre dreapta; Jieţul, mic curs parazitar, paralel cu Jiul, reprezintă o asemenea albie părăsită, în bună parte colmatată de apele de inundaţii ale Jiului. Pentru a feri cîmpurile agricole de revărsările repetate ale Jiului, între Secui şi Bojiştea, pe malul stîng al rîului s-au construit diguri care apără contra inundaţiilor o suprafaţă de 1 536 ha. Pentru evacuarea apelor inte-

TABELUL 85

Elemente morfometrice ale riurilor din bazinul hidrografic al Jiului

Rîul	Punctul	Dist. de la izvor km	Altitud. punct.	Bazinul hidrografic		
				$F\ \frac{am^2}{av}\ km^2$	$Hm\ \frac{am^2}{av}\ m$	$Imed\ \frac{am^2}{av}\ m/km$
1	2	3	4	5	6	7
Jiul-de-Vest (Jiul Românesc)	Izvor	0	1760	—	—	—
Jiul-de-Vest	p.h. Cîmpul lui Neag	17,2	813	140	1420	317
Jiul-de-Vest	p.h. Bărbăteni	31,2	631	301	1287	275
Jiul-de-Vest	p.h. Lupeni	37,2	630	370	1271	274
Jiul-de-Vest	confl. Baleia	39,6	390	389	1271	274
				427	1270	275
Baleia	Izvor	0	1450	—	—	—
Baleia	p.h. Paroşeni	9,7	591	15	1127	262
Baleia	am. confl. Jiu	10,2	590	15	1127	262
Crevedia	Izvor	0	1544	—	—	—
Crevedia	p.h. Crevedia	9,0	700	235	1000	318
Crevedia	Confl. Jiul-de-Vest	12,0	600	32,6	960	288
Jiul-de-Vest	p.h. Iscroni	51,1	551	533	1188	270
Jiul-de-Vest	confl. cu Jiul-de-Est	51,4	549	534	1180	269
				1024	1158	263
Jiul-de-Est (Jiul Transilvănean)	Izvor	0	1430	—	—	—
Jiul-de-Est	confl. Taia	16,6	709	144	1368	288
				233	1300	297
Taia	Izvor	0	1760	—	—	—
Taia	p.h. Lonea	15,8	711	88	1260	311
Taia	confl. Jiu	16,2	701	89	1250	311
Jiul-de-Est	confl. Jieţ	17,1	708	234	1297	295
				315	1318	313
Jieţ	Izvor	0	2040	—	—	—
Jieţ	p.h. Jieţ	21,6	750	77	1520	382
Jieţ	confl. Jiul-de-Est	24,9	708	81	1441	363
Jiul-de-Est	confl. Baniţa	21,1	665	338	1298	306
				432	1199	269
Jiul-de-Est	p.h. Livezeni—Iscroni	27,3	551	475	1161	258
Jiul-de-Est	confl. Jiul-de-Vest	28,6	549	479	1158	257
Polatiştea	Izvor	0	2518	—	—	—
Polatiştea	p.h. Polatiştea	14,5	765	49	1480	375
Polatiştea	confl. Jiu	15,0	760	50	1480	375
Jiu	p.h. Borzii Vineţi	74,6	403	1222	1160	273
Jiu	confl. Sadu	76,6	380	1212	1150	273
				1310	1146	272
Jiu	p.h. Bumbeşti	81,0	290	1356	1135	269
Jiu	p.h. Vădeni	90,4	222	1463	1082	254
Jiu	p.h. Tg. Jiu	98,0	204	1506	1062	252
Jiu	confl. Şuşiţa	111,8	156	1778	940	218
				2014	920	216
Şuşiţa	Izvor	0	1460	—	—	—

Puncte în care elementele morfometrice nu pot fi determinate, deoarece nu se cunoaşte suprafaţa bazinului subteran;

^{1} Suprafaţa bazinului de recepţie amonte/avale de confluenţă.

^{2} Altitudinea medie a bazinului de recepţie amonte/avale de confluenţă.

Panta medie a bazinului de recepţie amonte/avale de confluenţă.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Riul	Punctul	Dist. de la izvor km	Altitud. punct.	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^1}{av}km^2$	$Hm\frac{am^1}{av}m$	$Imed\frac{am^1}{av}m/km$
1	2	3	4	5	6	7
Şuşiţa	Vaidei	17,0	417	70	1050	446
Şuşiţa	confl. Suseni	27,0	252	101	820	225
Şuşiţa	p.h. Ursaţi	28,5	251	173	814	236
Şuşiţa	confl. Jiu	53,2	156	242	709	236
Jiu	confl. Tismana	120,6	151	2050	910	214
				3000	805	190
Tismana	Izvor	0	1460	—	—	—
Tismana	p.h. Godineşti	198	192	126	680	169
Tismana	confl. Pocruia (Orlea)	23,0	182	132	580	467
				221	521	150
Pocruia (Orlea)	Izvor	0	1180	—	—	—
Pocruia	Confl. izv. Izvarna	15,7	198	32	570	270
Izv. Izvarna	Izvor	0	—	—	—	—
Izv. Izvarna	p.h. Izvarna	0	199	—	—	—
Izv. Izvarna	confl. izv. Coşteni	—	—	—	—	—
Izv. Coşteni	Izvor	0	—	—	—	—
Izv. Coşteni	p.h. Izvarna	—	—	—	—	—
Izv. Coşteni	confl. izv. Izvarna	—	—	—	—	—
Izv. Coşteni	confl. Orlea (Pocruia)	—	—	—	—	—
Orlea (Pocruia)	p.h. Celei	16,8	193	70	451	135
Orlea	confl. Tismana	22,0	182	89	447	130
Tismana	p.h. Stejerei	35,2	162	364	412	121
Tismana	confl. Bistriţa	43,8	154	398	388	105
				918	585	140
Bistriţa	Izvor	0	1780	—	—	—
Bistriţa	p.h. Peştişani	23,6	250	152	1160	286
Bistriţa	p.h. Teleşti	35,6	176	276	825	202
Bistriţa	confl. Jaleş (Sohodol)	40,8	158	298	807	198
				513	742	174
Jaleş (Sohodol)	Izvor	0	1420	—	—	—
Jaleş (Sohodol)	p.h. Runcu	19,8	296	105	1115	264
Jaleş (Sohodol)	confl. izv. Vîlceanu	0	—	—	—	—
Izv. Vîlceaua	Izvor	—	—	—	—	—
Izv. Vîlceaua	p.h. Runcu	—	—	—	—	—
Izv. Vîlceaua	confl. Jaleş (Sohodol)	—	—	—	—	—
Jaleş (Sohodol)	confl. Izv. Jaleş	—	—	—	—	—
Izv. Jaleş	Izvor	—	—	—	—	—
Izv. Jaleş	p.h. Runcu	—	—	—	—	—
Izv. Jaleş	confl. Jaleş (Sohodol)	—	—	—	—	—
Jaleş (Sohodol)	p.h. Stolojani	29,2	204	131	972	228
Jaleş (Sohodol)	confl. Bistriţa	47,2	158	214	675	144
Bistriţa	confl. Tismana	46,6	154	521	720	167
Tismana	p.h. Roşis de Jiu	47,6	151	947	581	141
Tismana	confl. Jiu	48,8	151	948	581	140
Jiu	p.h. Peşteana Jiu	137,0	134	3085	788	187
Jiu	confl. cu Jilţul Mare	175,8	115	3413	730	173
				3795	673	158
Jilţul Mare	Izvor	0	325	—	—	—
Jilţul Mare	p.h. Turceni	45,6	119	368	232	47

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Dist. de la izvor km	Altitud. punct.	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^2}{av}\ km^2$	$H_m\frac{am^2}{av}\ m$	$I_{med}\frac{am^2}{av}\ m/km$
1	2	3	4	5	6	7
Jiltul Mare	confl. Jiu	49,4	115	375	231	46
Jiu	confl. Gilort	184,6	103	3858	664	155
				5116	635	145
Gilort	Izvor	0	2000	—	—	—
Gilort	p.h. Novaci	25,4	550	131	1350	287
Gilort	confl. Ciocadia	43,9	290	330	1021	208
				450	950	204
Ciocadia	Izvor	0	1600	—	—	—
Ciocadia	p.h. Ciocadia	25,0	327	104	834	211
Ciocadia	confl. Gilort	30,4	290	120	762	194
Gilort	p.h. Cărbunești	59,8	198	647	806	166
Gilort	confl. Blahnița	61,4	195	649	798	165
				863	712	143
Blahnița	Izvor	0	1200	—	—	—
Blahnița	p.h. Colibași	34,5	231	134	539	115
Blahnița	confl. Gilort	44,3	195	213	462	84
Gilort	p.h. Bărbătești	72,2	170	923	668	132
Gilort	p.h. Turburea	96,0	135	1144	586	109
Gilort	confl. Jiu	116,2	103	1348	544	103
Jiu	p.h. Filiași	192,4	102	5277	626	141
Jiu	confl. Motru	193,5	100	5289	624	140
				7154	566	124
Motru	Izvor	0	1230	—	—	—
Motru	p.h. Ornești	24,4	350	92	960	246
Motru	p.h. Apa Neagră	37,0	250	292	803	210
Motru	p.h. Tărmigani	41,8	233	307	780	200
Motru	p.h. Broșteni (Meriș)	62,2	170	624	577	129
Motru	p.h. Meriș	66,0	169	640	567	127
Motru	p.h. Văgiulești	78,0	152	775	510	110
Motru	confl. Coșuștea	81,0	147	784	507	109
				1209	491	103
Coșuștea	Izvor	0	580	—	—	—
Coșuștea	p.h. Corcova	37,6	148	420	463	93
Coșuștea	confl. Motru	40,2	147	425	457	87
Motru	p.h. Fața Motrului	110,2	118	1701	422	80
Motru	confl. cu Jiu	138,8	100	1874	401	78
Jiu	p.h. Ișalnița	242,6	82	7726	539	118
Jiu	confl. Amaradia	247,1	82	7741	538	118
				8567	509	111
Amaradia	Izvor	0	490	—	—	—
Amaradia	p.h. Hurezani	26,8	219	236	304	59
Amaradia	p.h. Pîrîu	47,4	167	425	275	50
Amaradia	p.h. Negoești	71,0	124	700	258	42
Amaradia	p.h. Albești	101,9	83	823	242	44
Amaradia	confl. Jiu	105,1	82	826	241	43
Jiu	confl. Obedin	251,9	74	8581	507	110
				9059	492	108
Obedin	Izvor	0	290	—	—	—

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punctul	Dist. de la izvor km	Altitud. punct.	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{km^2}{av}$	$Hm \frac{am^3}{av}$	$I_{med} \frac{am^3}{av} \frac{n}{km}$
1	2	3	4	5	6	7
Obedin	p.h. Breasta	57,4	75	475	219	61
Obedin	confl. cu Jiu	58,2	74	478	215	58
Jiu	p.h. Podari	267,8	61	9244	484	105
Jiu	p.h. Zăvalu	336,4	28	10478	440	94
Jiu	confl. Dunărea	346,2	22	10594	438	93

rioare provenite mai ales din izvoarele de la poalele teraselor şi din precipitaţii, se preconizează îndesirea canalelor de desecare cu descărcarea în Jiu. Acelaşi aspect şi poziţie are şi incinta Rojiştea-Murta, aflată la sud, care fereşte de ape o suprafaţă de 1 894 ha. Alte sectoare îndiguite se întind între Podari—Tuglui (2460 ha) şi Tatomir—Alma (2260 ha). Luncile inundabile din bazinul Jiului reprezentau în 1960 circa 62 000 ha (10). Suprafeţele irigate în acelaşi an în bazinul Jiului au atins 10 364 ha, împărţite însă pe parcele mici.

Alimentarea localităţilor miniere situate de-a lungul Jiului superior s-a făcut mai ales pe seama izvoarelor, în parte carstice, provenite din apele freatice din lunci (Petroşani). În prezent s-a trecut deja la folosirea apelor de suprafaţă, urmărindu-se în primul rînd construcţia bazinelor de acumulare cum sînt cele de la Valea Peştilor (7 000 000 m³) şi de la Valea Taiei (16 000 000 m³), primul aflat în construcţie, iar cel de al doilea în perspectivă.

Oraşul Craiova, cu întreprinderile şi combinatele sale industriale este, de asemenea, un mare consumator de apă potabilă. Astfel, după 1960 s-au dat în folosinţă cele 140 de puţuri de captare din malul Oltului între Rovine şi Podul Bucovăţ, care asigură un debit mediu de 750 l/s şi conducta de 115 km lungime prin care se transportă pînă la Craiova apa izbucului Isvarna—Coşteni, cu un debit de 1 125 l/s. Din această conductă se alimentează pe parcurs şi alte localităţi, ca: Rovinari (60 l/s), Moii (11 l/s), Roşia—Jiu (9 l/s), Bîleni (20 l/s), Peşteana (10 l/s), Plopşor (4 l/s), Ceptea (4 l/s), Brăneşti (3 l/s), Tînţăreni (4 l/s), Filiaşi (12 l/s), Combinatul Işalniţa (235 l/s), în total cca. 370 l/s. (fig. 121).

Se poate afirma că folosinţele de apă existente nu influenţează în mod substanţial regimul hidrologic al sistemului Jiu, exceptînd calitatea apelor, care din cauza poluărilor industriale şi de prelucrare a cărbunelui suferă modificări.

Studierea regimului apelor curgătoare din bazinul Jiului a început în anul 1914, cînd a fost înfiinţat postul hidrometric de la Podari. Pînă în anul 1947, variaţiile de nivel ale rîurilor au fost înregistrate la 12 posturi. După 1949 se produce un salt cantitativ şi calitativ: se înfiinţează 22 de posturi noi şi începe observarea tuturor elementelor de bază ale regimului hidrologic (debite, scurgerea solidă, hidrochimism etc.). Pînă în prezent

în bazinul Jiului au funcţionat 67 de posturi hidrometrice (219), dintre care în 1965 au rămas 31. Dintre ele la 29 dispunem de valoara normei şi a altor caracteristici ale scurgerii (v.fig. 119).

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi scurgerea medie. Datorită diversităţii unităţilor de relief din bazinul hidrografic, se observă mari contraste în ceea ce priveşte repartiţia teritorială a elementelor bilanţului hidrologic. La aceasta contribuie în mare măsură influenţa carstului şi mai ales unele neprecizări în delimitarea limitelor reale ale bazinelor de recepţie, legate de ele (Orlea, Jaleş, Susiţa etc.).

Dintre regiunile puternic compartimentate se evidenţiază desigur Depresiunea Petroşanilor, cu precipitaţii şi scurgere relativ redusă în comparaţie cu regiunile extracarpatice. Situaţie asemănătoare se observă şi în culoarul Lainici, unde precipitaţiile scad sub 700 mm, iar scurgerea medie sub 200 mm (v. fig. 21). În depresiune există o zonalitate verticală a celor două ele-

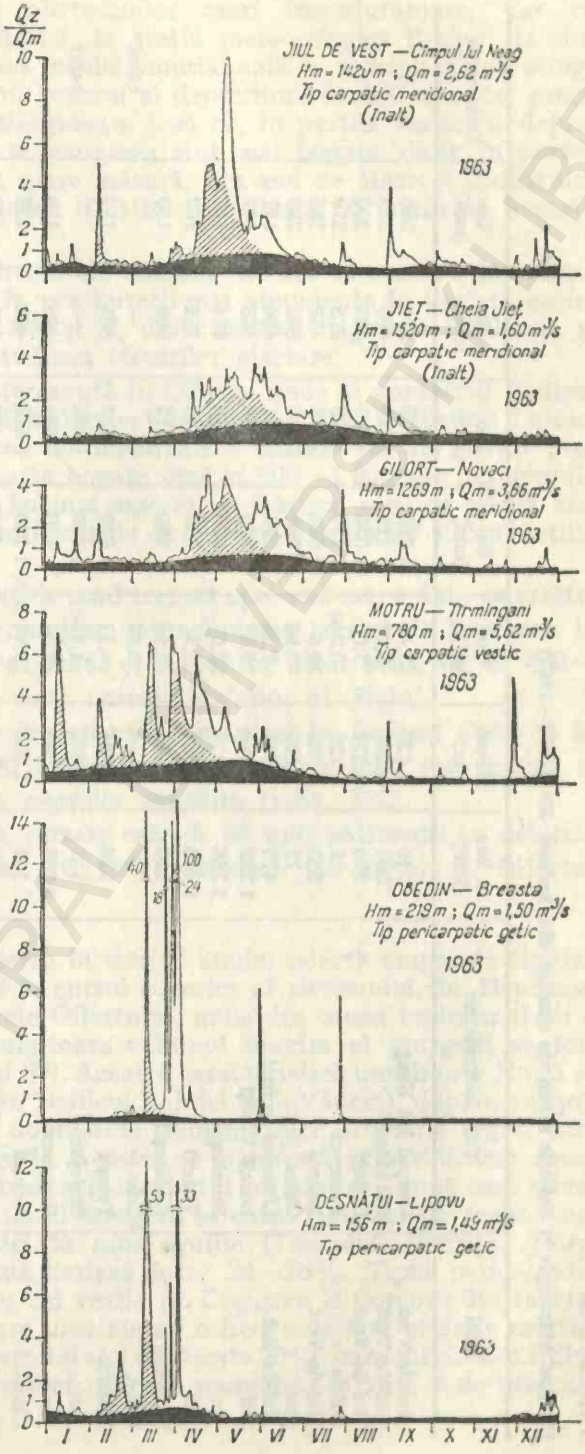

Qz
Qm
JIUL DE VEST — Cîmpul lui Neag
Hm = 1420 m ; Qm = 2,62 m³/s
Tip carpatic meridional
(înalt)
1963
JIEŢ — Cheia Jieţ
Hm = 1520 m ; Qm = 1,60 m³/s
Tip carpatic meridional
(înalt)
1963
GILORT — Novaci
Hm = 1269 m ; Qm = 3,66 m³/s
Tip carpatic meridional
1963
MOTRU — Tîrmingani
Hm = 780 m ; Qm = 5,62 m³/s
Tip carpatic vestic
1963
OBEDIN — Breasta
Hm = 219 m ; Qm = 1,50 m³/s
Tip pericarpatic getic
1963
DESNĂŢUI — Lipovu
Hm = 156 m ; Qm = 1,49 m³/s
Tip pericarpatic getic
1963
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII

Fig. 122. Hidrografe caracteristice rîurilor din bazinul Jiului (I. Ujvári).

TABELUL 86

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale riurilor din bazinul Jiu (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S. baz (km²)	Hmed (m)	Qo (m³/s)	Xo (mm)	Yo (mm)	Zo (mm)	Uo (mm)	Observaţii
Jiul-de-Vest	Cîmpul lui Neag	140	1 420	3,45	1 152	778	374	250	
Jiul-de-Vest	Bărbăteni	301	1 287	6,73	1 115	715	400	223	
Jiul-de-Vest	Lupeni	370	1 271	7,60	1 070	647	423	200	
Baleia	Paroşeni	15,4	1 127	0,340	1 170	695	475	210	
Jiul-de-Vest	Iscroni	553	1 188	10,6	1 060	605	455	185	
Jieţ	Cheia Jieţ	77,5	1 520	2,06	1 200	838	362	238	
Jiul-de-Est	Livezeni-Iscroni	475	1 161	7,58	970	504	466	147	
Jiu	Borzii Vineţi	1 222	1 160	19,8	970	505	465	147	
Jiu	Bumbeşti	1 356	1 135	22,0	970	506	464	147	
Jiu	Vădeni	1 463	1 082	25,5	990	548	452	160	
Tismana	Godineşti	126	680	1,65	980	412	568	130	
Orlea	Celei	—	—	2,84	—	—	—	—	carst
Bistriţa	Teleşti	276	825	4,57	1 030	523	507	156	
Jaleş	Stolojani	132	972	4,44	1 100	1 061	—	—	carst
Jiu	Peşteana	3 085	788	47,0	980	484	496	159	
Gilort	Novaci	131	1 350	3,64	1 280	878	402	255	
Gilort	Cărbuneşti	647	806	9,04	963	442	521	133	
Blahniţa	Colibaşi	134	539	1,60	895	377	518	106	
Gilort	Turburea	1 144	586	111,7	861	322	539	95	
Jiu	Filiaşi	5 277	626	66,1	908	397	511	128	
Motru	Apa Neagră	307	780	6,73	1 200	691	509	200	
Motru	Broşteni	624	577	9,15	990	449	541	126	
Coşuştea	Corcova	450	463	3,91	825	274	551	75	
Motru	Faţa Motrului	1 701	422	14,3	800	264	536	74	
Jiu	Işalniţa	7 726	539	76,0	860	309	551	98	
Amaradia	Albeşti	823	242	2,20	665	84	581	19	
Obedin	Breasta	475	219	1,05	585	70	514	14	
Jiu	Podari	9 244	484	86,8	830	295	535	93	—

mente datorită existenței altitudinilor mari înconjurătoare, dar cu gradienți destul de mici. Astfel, la stația meteorologică Parîng, la altitudinea de 1 548 m valoarea medie multianuală a precipitațiilor atinge abia 925 mm, față de nivelul general al depresiunii de 650 m și cu precipitații în jur de 800 mm. Menționăm însă că, în partea vestică a depresiunii atît precipitațiile, cît și scurgerea sînt mai bogate decît în partea estică care este apărată, în mare măsură, din sud de Masivul Parîngului și din vest de masivul Retezat. Datele din tabelul 86 confirmă această observație.

Unele regenerări de umiditate ale maselor de aer se observă în vestul masivului Parîng, care duc la precipitații mai abundente în bazinul superior al Jiețului expus spre NV și V, unde acestea depășesc 1300 mm și scurgerea 1 100 mm la altitudinea circurilor glaciare.

Situația este mult mai interesantă în Oltenia unde la contactul Podișului Getic cu munții Cernei—Mehedinți—Vîlcan și în sudul Defileului Lainici se observă prezența unei zone de descărcare a maselor de aer; acest proces generează precipitații foarte bogate pînă la 900—1 000 mm în regiunile joase și 1 300—1 400 mm în bazinul superior al Susiței, ceea ce relevă aici importanța mare pe care o au invaziile de aer din direcția SV și convecțiile din perioada caldă.

În Podișul Getic, precipitațiile scad treptat spre sud-est, o dată cu creșterea distanței de la poalele munților, ajungîndu-se la sud de Pește ana la valori sub 600 mm. Scurgerea scade și ea tot în acest sens, de la 400—500 mm la 30—70 mm în zona cursului inferior al Jiului.

Evapo-transpirația are o axă cu valori maxime în Podișul Getic și în zona subcarpatică (550—600 mm), de unde valorile scad spre munți și spre cîmpiile joase conform regulilor stabilite (v.fig. 122).

Debitul mediu al Jiului la vărsare este de 86 m^3/s. Afluenții cu debitele cele mai mari sînt Tismana (16 m^3/s), Motrul (15 m^3/s) și Gilortul (11,5 m^3/s).

Repartiția scurgerii. Scurgerea în timpul anului poartă amprenta tipului de regim *carpatic meridional* în cursul superior al sistemului, în Depresiunea Petroșanilor și la izvoarele Gilortului, unde din cauza topirilor tîrzii a zăpezilor din zonele alpine inferioare volumul maxim al scurgerii se formează în luna mai (v. tabelul 87). Această caracteristică imprimată Jiului se menține pînă la ieșirea sa din Defileul Lainici (P.h.Vădeni), după care spre aval în regimul rîului devin dominante elementele tipurilor de regim carpatic vestic și pericarpatic getic. Acestea se manifestă prin ridicarea scurgerii Jiului în perioada de iarnă și la începutul primăverii. După cum reiese din tabelul 87 volumul maxim al scurgerii în cazul tipurilor de regim carpatic vestic se observă și aici în luna aprilie (Tismana, Bistrița, Jaleș, Motru), iar scurgerea de iarnă variază între 24—28%. Tipul pericarpatic getic este aproape identic cu cel vestic (v. Coșuștea la Corcova din tabelul 87), însă debitele medii lunare maxime au o frecvență mai mare în martie. Scurgerea medie din timpul iernii și aici depășește 30%. În cazul rîurilor influențate puternic de carst este mai ridicată scurgerea de vară și de toamnă, față de procentajele zonale.

TABELUL 87

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazele riurilor din sistemul Jiu (1950—1967)

Rîu	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim*
Jiul-de-Vest (Românesc)	Cîmpul lui Neag	5,60	4,50	6,50	16,7	19,00	11,6	6,10	5,50	3,30	4,22	9,13	7,85	17,9	42,2	23,2	16,7	CM.+CV
Jiul-de-Vest (Românesc)	Iscroni	5,60	5,48	7,98	17,2	17,8	11,9	5,96	4,95	3,61	4,54	7,30	7,68	18,8	43,0	22,8	15,4	CM+CV
Jieţ	Cheia Jieţ	3,55	3,27	4,28	11,2	21,4	18,1	9,30	8,55	4,50	4,70	5,85	5,30	12,1	36,9	35,9	15,1	CM.a.
Jiul-de-Est (Transilvan)	Livezeni-Iscroni	4,55	5,52	7,87	15,8	19,8	15,3	7,87	5,85	4,14	3,60	4,35	5,35	15,4	43,5	29,0	12,1	CM.
Jiu	Vădeni	5,00	6,14	8,25	17,4	17,8	13,9	6,52	4,91	3,52	3,86	5,75	6,95	18,1	43,5	25,3	13,1	CM.
Tismana	Godineşti	10,3	11,5	14,7	15,0	12,3	9,35	3,76	3,36	2,26	2,67	7,05	7,75	29,5	42,0	16,5	12,0	CV.
Orlea	Celei	8,70	9,30	10,2	10,6	9,63	8,80	7,00	6,70	6,20	6,25	8,22	8,40	26,4	30,4	22,5	20,7	CV. (carst)
Bistriţa	Teleşti	7,60	7,65	9,98	16,8	14,6	9,45	3,83	5,22	2,66	3,02	9,84	9,35	24,6	41,4	18,5	15,5	CV.+ +CM.
Jaleş	Stolojani	7,76	7,75	9,45	16,1	13,4	11,9	5,80	4,29	3,22	3,62	8,01	8,70	24,2	38,9	22,0	14,9	CV.+ +CM. (carst)
Jiu	Peşteana	7,18	8,94	10,7	15,6	14,7	12,1	5,61	4,30	3,15	3,55	6,92	7,85	23,4	41,0	22,0	13,6	CM.+ +CV.
Gilort	Novaci	4,30	3,86	5,52	16,8	20,7	13,8	7,50	5,55	4,00	4,82	6,90	6,25	14,4	43,0	26,9	15,7	CM.a.
Blahniţa	Colibaşi	7,20	10,9	12,5	17,0	15,9	9,76	5,11	3,03	2,20	2,50	5,65	8,25	26,4	45,4	17,9	10,3	CV.+ +CM.
Gilort	Turburea	5,90	8,85	11,9	16,7	17,3	12,1	5,50	3,42	2,45	2,92	5,92	7,04	21,8	45,9	21,0	11,3	CV.+ +CM.
Jiu	Filiaşi	7,40	8,80	11,3	15,6	14,5	12,1	5,42	4,09	3,08	3,41	6,60	7,71	23,9	41,4	21,6	13,1	CM.+ +CV.
Motru	Apa Neagră	8,03	9,62	12,9	17,3	13,2	10,1	4,15	3,07	2,44	2,64	8,15	8,40	26,1	43,4	17,3	13,2	CV.
Coşuştea	Corcova	8,98	14,7	18,2	17,8	11,7	8,98	2,68	0,90	1,00	1,49	5,92	7,65	31,3	47,7	12,6	8,40	PcV.
Motru	Faţa Motrului	9,30	12,2	16,5	17,0	12,0	9,75	3,56	2,04	1,51	1,56	6,30	8,28	29,8	45,5	15,3	9,40	CV. + +PcV.
Jiu	Podari	7,61	9,66	13,9	15,8	13,6	11,2	4,76	3,59	2,75	2,99	6,32	7,81	25,1	43,3	28,4	13,7	CM. + + CV.

* CM — Carpatic meridional; CV — Carpatic vestic; PcV = Pericarpatic vestic; a = variantă alpină inf.

Scurgerea şi debitele maxime. Debitele cele mai ridicate în bazinul Jiului au fost observate în anii 1932, 1939, 1940, 1964, 1969 şi 1970 în timpul ploilor intense cu extensiune mare. Examinînd valorile cu asigurarea de 1%, reiese că toate sînt de provenienţă pluvială, iar dacă se analizează separat pe tipuri de geneză, cele pluviale sînt mai mari cu cca 30% pe Jiu la Podari, cu 55% pe Motru la Faţa Motrului, cu 45% pe Jiu la Filiaşi, cu 53% pe Jiu la Peşteana, faţă de cele provenite din topirea zăpezii sau mixte (142). Aceasta se explică în bună parte prin intensitatea mare a ploilor, prin pluviozitatea ridicată a precipitaţiilor şi a scurgerii, în zona piemontană fiind prezentă, sub forma unei fîşii, tipul de alimentare pluvial moderat al rîurilor (alt. 300—700 m).

Debitele maxime specifice au valori foarte ridicate în cazul pîraielor cu suprafeţe bazinale mici. După cercetările efectuate de Gh.Platagea, scurgerea maximă determinată după urmele lăsate de viituri ajunge la 23—24 $m^3/s/km^2$ pe torenţii cu suprafeţele sub 1 km^2 şi scade la 5—6 $m^3/s/km^2$ pe suprafeţele de 10—15 km^2. Valorile debitelor şi scurgerii maxime cu diferite asigurări, calculate în cadrul Institutului de Meteorologie şi Hidrologie, sînt cuprinse în tabelul 88.

TABELUL 88

Debitele şi scurgerea maximă pe rîurile din bazinul Jiului

Rîul	Post	Debite maxime (m^3/s) cu asigurare			Scurgerea max. asig. 1% ($l/s/km^2$)
		1%	5%	10%	
Jiul-de-Vest (Românesc)	Cîmpul lui Neag	450	240	170	3 200
Jiul-de-Vest (Românesc)	Iscroni	920	560	420	1 730
Jieţ	Cheia Jieţ	300	200	115	3 900
Jiul-de-Est (Transilvan)	Livezeni	730	430	290	1 540
Jiu	Vădeni	1 360	745	540	930
Jiu	Peşteana	1 840	1 190	965	600
Gilort	Novaci	330	180	135	2 500
Gilort	Turburea	785	443	330	677
Motru	Tîrmingani	480	315	245	1 560
Coşuştea	Corcova	540	360	300	1 290
Motru	Faţa Motrului	1 150	785	645	675
Jiu	Podari	2 420	1 740	1 480	262

Varietatea mare teritorială a condiţiilor de formare ale scurgerii maxime duce la o asincronicitate de formare a viiturilor. Drept ca urmare a fenomenului pe suprafeţe mici, bazinale, întîlnim valori foarte ridicate ale scurgerii maxime, iar pe Jiu mult mai reduse (262 $l/s/km^2$ la Podari !).

Scurgerea şi debitele minime. Anual aceste fenomene se înregistrează de obicei în perioada de vară-toamnă în regiunile joase (tipul pericarpatic getic) şi în timpul iernii în munţi. Luînd în considerare valorile debitelor medii lunare minime, cu asigurare de 95%, se constată că acestea depăşesc 1,0 $l/s/km^2$ la altitudini de 500—700 m şi ajung la 5—7 $l/s/km^2$ la altitudinea circurilor glaciare. O varietate mare a scurgerii minime se întîlneşte în regiunile piemontane, unde o frecvenţă mare o are secarea rîuri-

TABELUL 89

Date de bază cu privire la valorile scurgerii minime în bazinul Jiului

Rîul	Post	Debit minim lunar, perioada rece		Debit minim lunar, perioada caldă		Anual	Qmin 95% (m^3/s) Zi
		Qmin. (m^3/s)	Luna, anul	Qmin. (m^3/s)	Luna, anul	qmin. (95%) ($l/s/km^2$)	
Jiul-de-Vest	Cîmpul lui Neag	0,44	XII.1953	0,42	X.1962	3,0	0,172
Jiul-de-Vest	Bărbăteni	0,85	XII.1953	0,69	IX.1950	2,29	0,432
Baleia	Paroşeni	0,08	I.1954	0,03	IX.1950	2,00	—
Jiul-de-Vest	Lupeni	1,04	XII.1953	1,04	IX.1950	2,80	0,770
Jiul-de-Vest	Iscroni	1,33	XII.1953	1,08	IX.1950	2,03	0,780
Jieţ	Cheia Jieţ	0,36	I.1954	0,48	IX.1950	4,63	—
Jiul-de-Est	Livezeni-Iscroni	1,33	I.1954	1,64	IX.1954	2,80	0,911
Jiu	Borzii Vineţi	2,72	I.1954	3,20	IX.1950	2,22	1,58
Jiu	Vădeni	3,41	XII.1953	3,97	IX.1950	2,32	2,08
Tismana	Godineşti	0,26	XII.1953	0,11	IX.1950	0,88	0,10
Izv. Coşteni	Izvarna (carst)	1,44	I.1963	0,77	X.1964	carst	—
Orlea	Celei	1,60	XII.1967	1,13	XI.1967	carst	—
Bistriţa	Teleşti	0,94	I.1964	0,37	VIII.1958	1,34	0,165
Jaleş	Stolojani	0,52	II.1954	0,32	X.1950	2,42	—
Jiu	Peşteana	12,0	II.1954	6,00	IX.1950	1,95	—
Gilort	Novaci	0,20	I.1954	0,44	IX.1950	1,53	0,100
Blahniţa	Colibaşi	0,10	II.1954	0,10	VIII.X.1965	0,75	—
Gilort	Turburea	1,68	I,II,1954	1,00	IX.X.1950	0,87	0,892
Jiu	Filiaşi	12,6	II.1954	6,50	X.1950	1,23	5,00
Motru	Apa Neagră	1,03	II.1954	0,41	IX.1950	1,33	—
Motru	Broşteni	1,64	I.1954	0,58	IX.1950	0,93	0,353
Coşuştea	Corcova	0,42	I.1954	0,11	VIII.1958	0,26	0,038
Motru	Faţa Motrului	1,67	XII.1953	0,83	IX .1962	0,49	0,555
Amăradia	Albeşti	0,12	I.1964	0,000	VIII,IX, repetat	0,000	0,000
Obedin	Breasta	0,03	XII.1962	0,01	IX.X.1961	0,021	0,000
Jiu	Podari	16,7	II.1954	7,44	IX.1962 X.1950	0,80	6,36

lor. În Subcarpaţii Olteniei scurgerea minimă cu asig. 95% se ridică pînă la 0,3—1,0 l/s/km², în bună parte din cauza concentrării apelor freatice şi captive descendente spre ulucurile depresionare. Valorile scurgerii minime utilizate la studiu pot fi urmărite în tabelul 89.

În Podişul Getic, după cum s-a mai arătat, o problemă deosebită o reprezintă secarea rîurilor locale, care nu şi-au adîncit albia lor pînă la nivelul apelor subterane. În condiţiile existenţei depozitelor nisipoase grosiere şi de pietrişuri piemontane, villafranchiene, groase de ordinul a zeci de metri, acoperite pe interfluvii, în bună parte, cu depozite loessoide de grosime de mai mulţi metri (3—10), se observă tendinţa de formare a apelor freatice profunde, pe alocuri cu stratificaţie locală (caracteristica depozitelor fluvio-lacustre). Drenarea acestora este posibilă, în interiorul Piemontului Getic, de către văile cu adîncimea de 50—300 m, condiţie care nu este valabilă întotdeauna. Lipsa alimentării subterane permanente şi secarea frecventă a rîurilor (cursuri temporare) se observă în bazinele Jilţului, în partea dreaptă a bazinului Motrului (aval de Huşniţa, dar semipermanent este şi cursul inferior al Coşuştei, al Argetoaiei, Obedinului, afluenţii Gilortului inferior, sistemele Amaradiei de sud şi Amaradiei de nord. Semipermanentă este Cioiana. Avînd în vedere că tocmai aceste regiuni sînt şi cele mai fertile, se impune soluţionarea irigării lor sau din ape subterane de adîncime sau din rezerve de apă aduse din cursurile mari de apă, din Dunăre şi Jiu. Acumulările locale de apă sînt greu de realizat din cauza permeabilităţii mari a rocilor de bază.

Temperatura apei. În bazinul Jiului temperatura apei comportă o serie de particularităţi, care se datoresc compartimentării reliefului (stagnarea maselor de aer reci iarna în Depresiunea Petroşani, invaziile din sud-vest etc.), precum şi condiţiilor locale de alimentare subterană (ape carstice în mod special). La acestea se mai adaugă deversarea de apă caldă de către industrii (Paroşeni, Livezeni, Tg. Jiu, Craiova). Abaterile cele mai accentuate faţă de condiţiile zonale ale temperaturii apei se pot observa în lunile de iarnă; unele exemple elocvente pot fi urmărite în tabelul 90.

TABELUL 90

Temperatura medie lunară a apei în timpul iernii în bazinul Jiului (condiţii zonale şi abateri)

Rîul	Post	Temperatura apei (°C)				Obs.
		XII	I	II	III	
Jiul-de-Vest	Bărbăteni	1,1	0,7	0,7	1,3	Condiţii zonale
Jiul-de-Est	Livezeni	4,6	2,9	2,5	3,9	Influenţa industriilor
Tismana	Godineşti	1,9	1,2	2,0	3,9	Condiţii zonale
Izvarna	Izvarna	11,0	10,9	10,3	10,2	Carst
Coşteni	Izvarna	10,7	10,6	10,4	10,3	Idem
Izvorul Jaleş	Runcu	6,9	5,1	5,7	6,1	Idem

Vara, temperatura medie lunară a apei nu depăşeşte 17°C, iar numărul decadelor cu temperatură medie peste 15°C este de abia 5,7. În partea inferioară a Jiului (Podari) temperatura medie a apei în iulie ajunge la 23°C.

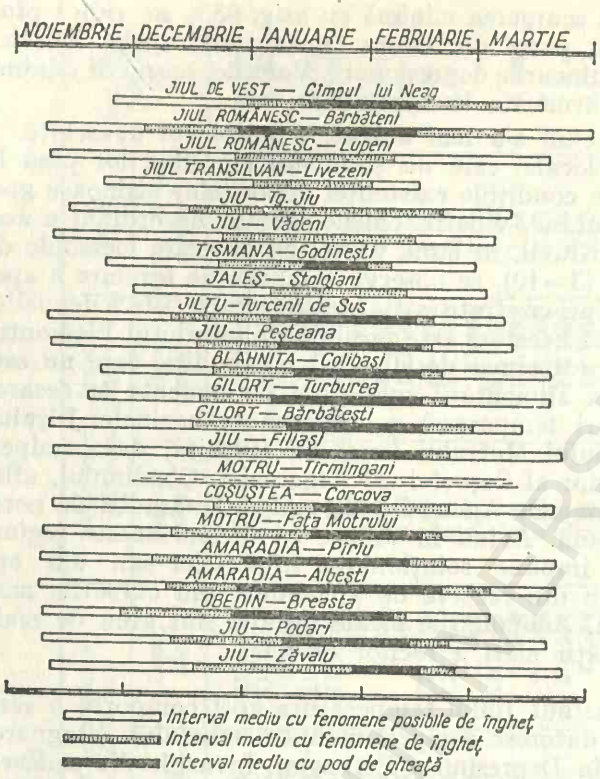


Fig. 123. Diagramele caracteristice fenomenelor de îngheț din bazinul Jiului (I. Ujvári).

Temperatura maximă zilnică a apei, în rîurile principale, ajunge pînă la 34—36°C în Oltenia, dar maxima observată pe Coșuștea la Corcova a fost de 45,1°C, mult mai ridicată decît temperatura normală a aerului.

O stabilitate termică deosebită se observă în cazul marilor izvoare carstice (în jur de 6—14°C).

Fenomenele de îngheț. Puternic influențate de regimul climatic, de alimentare subterană, precum și de pantele longitudinale, respectiv viteza apei, fenomenele de îngheț au fost observate la 22 de posturi hidrometrice, iar datele caracteristice asupra duratei lor sînt prezentate în fig. 123.

Data medie de apariție a fenomenelor de îngheț în Bazinul Petroșenilor variază în intervalul 1—10 decembrie, însă în realitate există mari abateri de la această perioadă. Alimentarea carstică de la izvoarele Jiului duc la o întîrziere cu peste 25 de zile la Cîmpul lui Neag și abia la Bărbăteni se observă data reală generalizată. În aval, la Paroșeni, se varsă în rîu apele marii termocentrale, care duce la noi întîrzieri; la Lupeni, fenomenele de îngheț apar în medie abia la 27 decembrie. În bazinul Jiului de Est se produc alte întîrzieri din cauza fenomenelor carstice pe rîurile din dreapta, iar Jiețul sosește după ce a parcurs un drum lung cu pante foarte abrupte. Așa se întîmplă că data medie observată pentru apariția fenomenelor de îngheț, este mai timpurie în partea inferioară a cursului (Tg. Jiu —

15. XII), decît în cursul superior, cu multe inversiuni termice de iarnă (Depresiunea Petroşani).

Afluenţii Jiului inferior, avînd debite relativ mici, sînt mai sensibili la răcirea aerului, datele medii ale apariţiei fenomenelor de îngheţ localizîndu-se în primele două decade ale lunii decembrie (Obedin—Breasta chiar la 30 noiembrie). Aceiaşi factori produc perturbări şi mai mari în privinţa formării podului de gheaţă. Astfel, dacă data medie de apariţie a podului de gheaţă la Bărbăteni este în jurul datei de 30 decembrie, la Cîmpul lui Neag întîrzie pînă la 15 ianuarie, ca în aval de Paroşeni să lipsească cu totul pînă la Peşteana, unde data medie a ei este de 8 ianuarie. Podul de gheaţă lipseşte cu totul pe rîurile cu izbucuri şi cu debite bogate, ca Jaleşul, Bistriţa superioară, Orlea, Tismana în aval de Orlea, Motru pe cîţiva zeci de kilometri în aval de Tîrmingani. În restul teritoriului, durata medie a podului de gheaţă variază între 11 şi 30 de zile pe an, deci nu are importanţă prea mare. Pe rîurile mici, durata maximă a podului de gheaţă poate fi mare (Obedin—Breasta, 103 zile) însă rămîn mult sub normele întîlnite în estul ţării.

O caracteristică principală a fenomenelor de îngheţ pentru rîurile din Oltenia este dispariţia lor timpurie, în medie în cea de a doua decadă a lunii februarie în partea vestică (la vest de Gilort) şi în cea de a treia decadă ale aceleaşi luni în partea estică (v. fig. 123).

Scurgerea solidă. Rîurile prezintă contraste mari în bazinul Jiului, ca urmare a rezistenţei variate a rocilor faţă de spălarea apei. Astfel, dacă în regiunile constituite din roci cristaline, granite, calcare, bine acoperite în munţi cu păduri, turbiditatea apei atinge 100 g/l, în zona subcarpatică şi în Piemontul Getic, unde predomină rocile uşor friabile, turbiditatea depăşeşte 2500—5000 g/l. Eroziunea specifică ca şi turbiditatea sînt foarte ridicată la izvoarele Amaradiei, în partea centrală a bazinului Gilortului, în bazinele inferioare ale Tismanei, Bistriţei, unde după C. Diaconu ele depăşesc 10 t/ha/an, respectiv 5000 g/m³. Desigur, toate procesele de eroziune ridicată din aceste zone sînt determinate în mare măsură şi de scurgerea puternică torenţială şi abundentă şi de relieful puternic fragmentat, de prezenţa, în acoperiş, a depozitelor loessoide (de lehm), scăderea gradului de împădurire de acum 30—50 de ani etc. Datele, de bază, de observaţii cu privire la scurgerea solidă din bazinul Jiului sînt cuprinse în tabelul 91.

TABELUL 91

Scurgerea şi debitele solide medii (1952—1967) pe rîurile din bazinul Jiului (282)

Rîul	Post	Q_s (m/s)	R (kg/s)	ρ (g/m³)	r (t/ha/an)
Jiul-de-Vest	Cîmpul lui Neag	3,45	0,128	38	0,29
Jiu	Vădeni	25,1	10,7	425	2,31
Jaleş	Stolojani	4,60	0,45	98	1,07
Bistriţa	Teleşti	4,88	0,75	154	0,86
Tismana	Godineşti	1,70	0,105	62	0,26
Gilort	Turburea	11,8	24,0	2030	6,62
Jiu	Filiaşi	67,5	99,5	1470	5,95
Motru	Broşteni	9,31	4,50	485	2,27
Motru	Faţa Motrului	14,6	9,10	625	1,69
Jiu	Podari	88,5	165	1870	5,63

Făcînd un calcul de generalizare, vom obține un volum total de aluviuni transportate de Jiu spre Dunăre de 3 460 000 m³, ceea ce corespunde unui debit mediu de aluviuni de 165 kg/s, respectiv 5 200 000 t/an. Aceasta înseamnă un strat de sol de 0,33 mm îndepărtat anual, ceea ce este mai mult, de cîteva ori, față de valorile obținute în grupa rîurilor vestice.

Particularitățile hidrochimice. Chimismul apelor rîurilor este relativ simplu, ca și în cazul rețelei hidrografice din vest. În rîuri domină pretutindeni apele carbonatate din grupa calciului, cu mineralizări care variază între 90 și 700 mg/l. În mod corespunzător și duritatea apelor este relativ scăzută, maxima durității totale observîndu-se în regiunile piemontane și de cîmpie cu umiditate scăzută, cum este cazul Obedinului la Breasta, unde s-a observat 20,44 gg. Apele sînt în general neutre, cu un *p*H care variază între 6,9 și 7,7.

TABELUL 92

Date hidrochimice privitoare la rîurile din Bazinul Jiului la ape mici (279)

Rîul / Post	Data probei	*p*H	Rez. fix. (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni (mg/l)			Duritate (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
Jiul-de-Vest	31.10.									
Bărbăteni	1961	7,4	56	22,0	1,21	16,74	26,2	8,51	68,9	3,36
Jiul-de-Est	31.10.									
Livezeni	1961	7,5	258	52,0	3,64	4,65	48,5	12,8	105,5	8,12
Jiul	14.10.									
Vădeni	1961	7,4	306	36,0	2,43	24,81	53,8	10,6	94,6	5,60
Șușița	27.9.									
Vaidei	1961	7,8	100	18,0	1,22	0,46	5,2	7,8	42,7	2,8
Orlea	30.11.									
Celei	1961	7,4	240	34,0	15,8	4,88	abs.	21,3	98,2	8,4
Tismana	30.11.									
Stejerei	1961	7,9	178	46,0	4,86	12,79	6,29	17,7	159,8	7,56
Gilort	15.11.									
Novaci	1961	7,6	78	12,0	4,86	14,40	25,9	14,9	40,3	2,8
Gilort	9.9.									
Turburea	1961	7,6	258	54,0	6,08	138,58	320,2	17,0	175,7	8,96
Motru	28.11.									
Fața Motrului	1961	7,6	248	54,0	7,29	abs.	6,3	10,6	121,4	9,24
Coșuștea	26.9.									
Corcova	1961	7,6	440	84,0	26,75	—	—	10,6	384,3	17,9
Amaradia	28.10.									
Albești	1961	7,6	368	58,0	36,48	42,60	59,7	19,8	359,9	16,52
Obedin	11.11.									
Breasta	1961	7,6	450	80,0	41,34	40,23	68,9	20,6	434,3	20,72
Jiu	18.9.									
Podari	1961	7,6	964	84,0	7,30	210,93	71,9	345,4	161,0	13,44

Aceste caracteristici hidrochimice ale apelor din bazinul descris sînt modificate în mod esențial de evacuările de ape reziduale provenite de la întreprinderile industriale și localitățile mai mari. Deși pretutindeni funcționează stațiuni de epurare a apelor reziduale, multe rîuri din sistem sînt destul de poluate.

Poluarea Jiului-de-Vest începe la Lupeni prin apele reziduale de la filatura „Vîscoza", apele de la minele de cărbuni și ale termoncentralei de la Paroșeni, ale minelor din orașul Vulcan și din Aninoasa. Apa capătă o culoare turbure, brună, care se menține și în Defileul Lainici. Jiul-de-Est contribuie și el la accenturarea poluării cursului principal, prin colectarea apelor de la stația de preparare a cărbunelui de la Petrila, care evacuează cantități mari de suspensii, precum și prin apele reziduale ale orașului Petroșani CBO_5 crește în aval de la 0,78 mg O_2/l pînă la 5,4 mg O_2/l.

Ape impurificate aduc, de asemenea, rîurile Sadu-Gorj, Bîlteniul și Cioiana, și canalul de evacuare al Combinatului alimentar Oltenia și Craiovița, care aduc apele reziduale ale Craiovei. Dintre acestea, Bîlteniul și Cioiana vin dinspre regiunile petrolifere ale Olteniei, ele fiind puternic poluate cu ape de zăcămînt și cu țiței. În urma apelor sărate deversate în aval de Cioiana, apele Jiului primesc un caracter clorurat, dar numai în timpul apelor mici. De asemenea, se observă creșterea gradului de sulfatare a apelor Jiului și ale Gilortului (v. tabelul 92).

Autoepurarea Jiului este atît de puternică, încît se varsă în Dunăre cu parametri normali de utilizare în diferite scopuri.

Apele minerale din bazinul Jiului se ivesc în zona subcarpatică ele fiind clorurate, în partea sulfuroase, iodurate și bromurate. În categoria lor se amintesc cele 40 de izvoare cu apă minerală și nămol sapropelic de la Săcelu, situat în valea Blahniței. Apele minerale conțin săruri în cantități între 2 și 60 g/l, unele dintre ele avînd și o radioactivitate ușoară (0,2—0,4 unități Mache). Alt izvor cloruro-sodic, sulfuros (descompunerea piritei din marne sarmațiene), se află la Pociovalișstea, lîngă Novaci.

O altă localitate, stațiune balneară, este Bala aflată în bazinul Motrului, lîngă Baia de Aramă. Așezată în valea pîrîului Bala, în preajma stațiunii apar numeroase izvoare mezotermale (în jur de 25°C), cloruro-sodice cu mineralizare slabă (0,5 — 0,6 g/l), slab sulfuroase, cu nămol sapropelic, dintre care două sînt captate și folosite în scop curativ.

SISTEMUL OLTULUI

($S = 24\,300$ km²; $L = 699$ km; $Q_0 = 165$ m³/s).

Oltul, frate cu Mureșul, după locul de baștină, îl egalează ca debite, deși suprafața sa bazinală și lungimea lui sînt mai mici decît ale Mureșului. Dintre sistemele mari din țara noastră, în bazinul său se observă, în ansamblu, scurgerea medie cea mai bogată (stratul mediu al scurgerii $Y_0 = 215$ mm).

Culegîndu-și izvoarele din Carpații Orientali, Oltul străbate în drumul său spre vărsare forme variate de relief, drenînd o serie de depresiuni și masive muntoase dintre cele mai înalte din țara noastră. Datorită varietății mari a surselor de alimentare, respectiv a suprapunerii favorabile a lor în timp, Oltul are un regim hidrologic compensat, bine echilibrat.

Profilul longitudinal al Oltului se distinge printr-o serie de trepte, defilee, praguri, cu multiple posibilităţi de amenajări hidroenergetice. În funcţie de elementele caracteristice cursului său, de morfologia văii care se lărgeşte în multiple depresiuni pe care le drenează rîul, se pot distinge trei sectoare caracteristice: *Oltul superior* (pînă la Racoş), *Oltul mijlociu* (Racoş—Rîmnicul Vîlcea) şi *Oltul inferior* pînă la vărsare.

Cursul superior al Oltului. Rîul se formează la contactul dintre masivul calcaros al Hăşmaşului Mare (1 793 m) cu cristalinul masivului Şipoşului (1 566 m), de la altitudinea de 1 280 m. După primirea micilor săi afluenţi (Mediaşul şi Şipoşul), trece prin localitatea minieră Bălan, în amontele căreia se află un mic lac de acumulare, care acoperă nevoile de apă ale centrului industrial.

De la Sîndominic, Oltul pătrunde în Depresiunea Ciucului, compartimentată în trei bazinete: Ciucul de sus, Ciucul mijlociu şi Ciucul de jos, separate prin îngustările de la Racu şi Jigodin.

În bazinetele Ciucului superior şi mijlociu se dezvoltă o reţea dendritică vastă, care tinde spre cursul sinuos al Oltului încadrat de zone mlăştinoase eutrofe. Panta rîului scade rapid de la circa 25 m/km din zona de izvoare, la circa 2,5 m/km pe fundul depresiunii. Asemenea frînturi de pantă se observă şi la ieşirea pîraielor afluente din munţi, din care cauză la bordura bazinetelor se formează un şir de conuri de dejecţie, glacisuri, care înconjoară toată depresiunea. Ele sînt umplute complet cu ape de infiltraţii din rîuri, dînd naştere la numeroase izvoare şi cursuri mici parazitare.

Afluenţii din dreapta vin din Munţii Harghitei (1 801 m), care de fapt închide depresiunea spre Podişul Transilvaniei. Primul afluent din dreapta Lunca Mare sau Vaşaraia, ($S = 54$ km; $L = 15$ km), cu afluentul său Sadocuţ, îşi are obîrşia în regiunea şisturilor cristaline din Munţii Ciucului, iar restul afluenţilor — Lunca cu Raţa, ($S = 38$ km^2; $L = 12$ km), Loc cu Groapa Apei, ($S = 62$ km^2; $L = 12$ km), Mădăraşul cu Singaiul ($S = 60$ km^2; $L = 17$ km) şi Silaşul, Varul, Segheşul, Beta sau Borvizul, Capolnaşul, Techera cu dimensiuni mai mici, în jur de 12—26 km^2 şi lungimi pînă la 11 km — din zona piroclastitelor Harghitei (fig. 124).

Afluenţii din stînga au dimensiuni mai apreciabile. Ei traversează regiuni montane, cu pante mari, constituite din roci eruptive, şisturi cristaline şi şisturi negre de vîrstă cretacic inferior. Primii, Galcutul, Sedlocul, Baboşlacul, Agrişul şi Cadul au dimensiuni relativ mici, cu bazine pînă la 20—25 km^2 şi lungimi pînă la 10—12 km. Urmează apoi o serie de pîraie, care o dată ajunse în depresiuni, divaghează în mai multe direcţii, cum este Pîrîul Racului ($S = 133$ km^2; $L = 17$ km) cu Frumoasa, care are un curs secundar spre Frumoasa Delniţa ($S = 36$ km^2; $L = 16$ km). După primirea cîtorva afluenţi mai mici, ca Pustnicul ($S = 24$ km^2; $L = 14$ km), Şumuleul şi Fitodul ($S = 41$ km^2; $L = 10$ km), Oltul pătrunde în zona de îngustare dintre Depresiunea Ciucului mijlociu şi inferior de la Jigodin. Îngustarea se datoreşte unui promontoriu alcătuit din şisturi de vîrstă cretacic inferior, care se prelungeşte spre vest, fiind închisă în partea opusă de roci eruptive. La Sincrăieni, Oltului i se deschide perspectiva Depresiunii Ciucului inferior.

În Depresiunea Ciucului inferior, panta longitudinală a Oltului scade pînă la Defileul de la Tuşnad, ajungînd la valori de 1,0—1,2 m/km, ceea ce duce şi la despletirile dintre Sincrăieni şi Tuşnad. Din dreapta sosesc

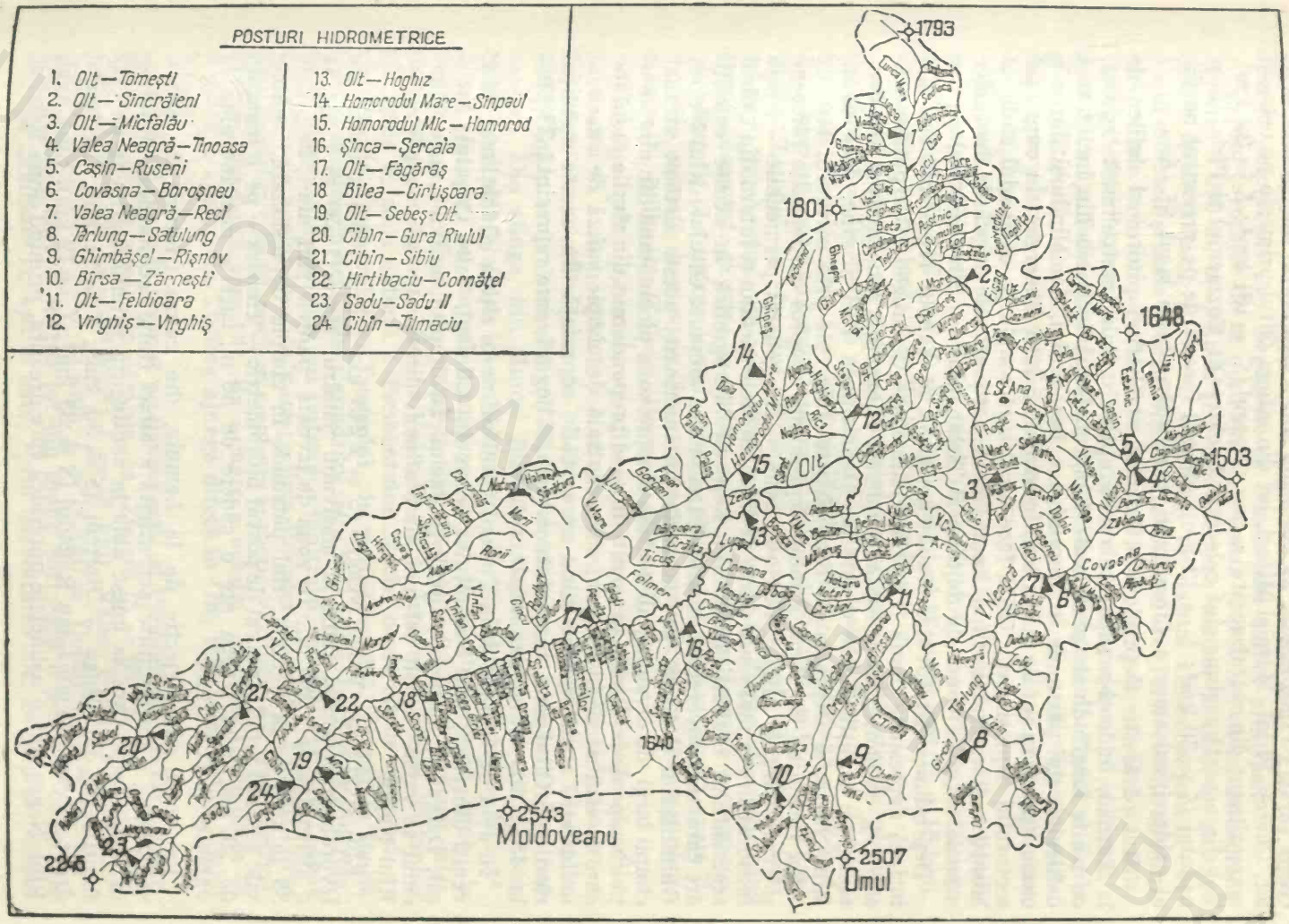


Fig. 124. Rețeaua fluviatilă din bazinul Oltului superior și posturile hidrometrice utilizate la generalizări.

cîteva pîraie cu bazine sub 23 km², cum sînt Valea Mare, Chendereş, Merilor, Chereş, Pîrîul Mare şi Mitaci, iar din stînga Oltul primeşte pe cel mai mare afluent din cadrul acestui sector, Fişagul ($S = 161$ km²; $L = 22$ km). Tot din această regiune sînt colectaţi de către Olt, Cozmeniul şi Pîrîul Tuşnadului ($S = 38$ km²; $L = 13$ km), ultimul izvorît de pe versantul nordic al calderei vulcanice a Ciomatului, care adăposteşte lacul Sf. Ana.

Oltul părăseşte Depresiunea Ciucului străbătînd pitorescul defileu de la Tuşnad, unde şi-a săpat în roci eruptive o vale intercolinară îngustă, cu pante longitudinale pînă la 3—4 m/km. După scăparea din încleştarea defileului, rîul pătrunde în Depresiunea Braşovului, domolindu-şi din nou cursul (pante în jur de 1,5 m/km) în aval de Sfîntu Gheorghe. În cuprinsul sectorului depresionar, Oltul face o cotitură amplă pe calapodul sudic al Munţilor Baraoltului, fiind împins spre nord atît de mişcările tectonice actuale cît şi de conul de dejecţie al Tîrlungului — Bîrsa (Săcele).

Depresiunea Braşovului, după cum arată M. Iancu, reprezintă cea mai întinsă depresiune plană (1 400 km²) din masa de orogen a Carpaţilor Răsăriteni, cu pante line pe toată întinderea, cu excepţia zonei unde se face contactul cu munţii. Ea se divide în Depresiunea Trei Scaune, drenată de Rîul Negru, şi Depresiunea Bîrsei legate între ele prin coridorul larg de circa 10 km de la Reci. Fundul depresiunii, umplut cu depozite pliocene şi cuaternare de origine fluvio-lacustră — în general permeabile —, este încadrat în cea mai mare parte de flişul cretacic median şi intern din cadrul segmentului curburii carpatice. Reţeaua hidrografică în aceste condiţii are caracter convergent, dominînd trei bazine aferente Oltului: Rîul Negru, Ghimbăşelul şi Bîrsa. În cursurile lor inferioare, aceste sisteme străbat cîmpii largi de divagare, alimentate dinspre zona piemontană din abundenţă cu ape de infiltraţie provenite în mod preponderent din rîurile montane care le străbat. Prin urmare, zona centrală de cîmpie suferă de exces de umiditate, apele freatice fiind aproape de suprafaţă. În aceste condiţii, rîurile şi Oltul au o alimentare subterană bogată care reprezintă 35 pînă la 45% din scurgerea anuală totală.

În aval de Defileul de la Tuşnad, Oltul primeşte cîţiva afluenţi mai mici, veniţi dinspre Munţii Baraoltului, cum sînt Cîlnicul, Valea Crişului, Arcuşul, Debrenul, Sînbrazii, Ilienii şi Baciul. În dreptul satului Lunca Cîlnicului se varsă în Olt cel mai mare afluent din cursul său superior — Rîul Negru.

Rîul Negru sau Valea Neagră ($S = 2\,243$ km²; $L = 106{,}3$ km) îşi are izvorul pe versantul sudic al masivului Şandrul Mare (1 639 m), de la o altitudine de 1 280 m. În zona de izvoare pantele sînt mari, în jur de 35 m/km; de la Lemnia, rîul pătrunde în cîmpia depresionară, pantele sale scăzînd rapid. În aval de postul hidrometric — Tinoasa — pe o distanţă de 79 km, Rîul Negru are o cădere de 56 m, care se menţine pînă la vărsare (0,71 m/km).

Pe conul de dejecţie de la Lemnia, din cauza frînturii de pantă, se observă o instabilitate accentuată a albiei rîului, acesta despletindu-se în două braţe, care se unesc abia la confluenţa primului afluent pe care îl primeşte din stînga — Breţcul ($S = 36$ km²; $L = 11$ km). În braţul drept se varsă Lemnia sau Ragadul ($S = 35$ km²; $L = 12$ km). Spre aval, Rîul Negru are o asimetrie puternică spre dreapta, primind după Estelnic

($S = 91$ km²; $L = 19$ km) apele Caşinului ($S = 480$ km²; $L = 44$ km), afluent important care depăşeşte ca dimensiuni cursul principal.

Caşinul izvorăşte de la nord de vf. Nemira (1 648 m), de la altitudinea de circa 1 000 m, modelîndu-şi o vale cu forme variate pe linia de contact dintre flişul cretacic şi eocen. Fracturile de natură tectonică pun în evidenţă mofetele şi solfatarea de lîngă Turia. Caşinul are şi el o serie de afluenţi, dintre care amintim pe stînga pe Repatul Mare, sosit de sub Nemira, Borviz şi Cetăţii. Afluenţii din dreapta, cum sînt: Primejdios ($S = 78$ km²; $L = 13$ km) Bella, Pîrîul Adînc, Pîrîul Mare, Cetatea de Piatră şi Turia ($S = 132$ km²; $L = 23$ km) sînt mai dezvoltaţi şi prezintă numeroase fenomene postvulcanice (între altele, în bazinul său se află şi peştera pucioasă cu H_2S şi CO).

În aval de Caşin, din dreapta, se mai varsă în Rîul Negru cîteva pîraie mai puţin însemnate, ca Valea Mare ($S = 52$ km²; $L = 17$ km), Mărcuşa sau Saigoul ($S = 91$ km²; $L = 23$ km), Dalnicul ($S = 38$ km²; $L = 15$ km), Beşeneu ($S = 54$ km²; $L = 22$ km) şi Reciul.

Dintre afluenţii pe care-i primeşte din stînga merită atenţie pîraiele Capolna ($S = 25$ km²; $L = 15$ km), Ojdula ($S = 48$ km²; $L = 17$ km), Ghelinţa ($S = 97$ km²; $L = 21$ km), Pîrîul de Borviz, Zăbala ($S = 42$ km²; $L = 15$ km), Fundul Pîrîului, Covasna cu Zagonul ($S = 288$ km²; $L = 31{,}5$ km), Beldii, Lisnăul şi, în fine, Tîrlungul ($S = 457$ km²; $L = 51{,}5$ km), cel mai bogat curs de apă. Pîraiele aflate la est de Zagon—Covasna sînt bogat alimentate în zona de contact cu munţii, de ape freatice carbogazoase, minerale. La ieşirea lor din munţi, pîraiele îşi clădesc conuri vaste de dejecţie, urmate de zone de divagare, în care cursurile de apă trebuiau să fie corectate, îndiguite (Zăbala, Covasna, Tîrlung).

Tîrlungul primeşte numeroşi afluenţi din dreapta, din direcţia Munţilor Intorsurii, în aval de Săcele jucînd chiar rolul cursului colector piemontan. Izvorăşte de la altitudinea de 1 440 m din zona de înşeuare a Ciucaşului (1 956 m) şi a Grohotişului ((1 771 m), două masive conglomeratice calcaroase. Din stînga, din Munţii Bîrsei, primeşte numai doi afluenţi mai mici, cum sînt Doftana ($S = 52$ km²; $L = 12$ km) şi Gîrcinul ($S = 40$ km²; $L = 11$ km). În cursul său superior, unde pantele medii pînă la Săcele sînt de 30 m/km, primeşte din dreapta numai doi afluenţi mici, prăpăstioşi, pe Ramura Mică cu Valea Dracului. În aval de Săcele, Tîrlungul pătrunde în zona extinsă a Piemontului Săcele, construit de el însăşi, cu contribuţia Durbavului şi Timişului în partea vestică. În partea înaltă a Piemontului, în dealurile Cernatului, este bine evidenţiată zona superioară de dispersare a apelor, cu puternice infiltraţii, iar mai spre aval, zona de efilare a apelor freatice, care pe linia Prejmer-Hărman a înlesnit ivirea numeroaselor cursuri mici, alimentate aproape exclusiv din ape freatice, care se îndreaptă spre Olt. Ca urmare a acestei situaţii, considerăm că o parte a apelor din Tîrlung ajunge direct în Olt, fără intermediul Rîului Negru.

Tîrlungul curge în prezent pe flancul estic al Piemontului Săcele şi colectează o serie de pîraie din dreapta, ca: Zizinul ($S = 68$ km²; $L = 19$ km), Seaca sau Morii ($S = 33$ km²; $L = 13$ km), Valea Popii ($S = 30$ km²; $L = 12$ km), Teliul ($S = 75$ km²; $L = 14$ km) şi Dobîrlăul ($S = 119$ km²; $L = 14$ km), care la ieşirea lor din munţi formează o serie de conuri de dejecţie îmbibate cu apă şi care, prin dezvoltarea lor, au împins cursul

Tîrlungului spre vest. Amintim că Tîrlungul joacă un rol important în alimentarea cu apă a Braşovului, construindu-se în anii trecuţi o conductă de apă potabilă cu derivaţia din Tîrlung în amonte de Săcele.

Între elementele hidrografice din bazinul Rîului Negru amintim şi mlaştinile de la Reci. Ele se află cantonate între dunele de nisip de pe malul stîng al Rîului Negru, în jumătatea sudică a porţii de la Reci. Dunele au direcţia NE—SV, ceea ce dovedeşte participarea vîntului Nemira la formarea lor. Mlaştinile dintre ele, precum şi micile lacuri (365 la număr), în majoritate cu apă temporară au, de asemenea, forme alungite în această direcţie.

În aval de confluenţa cu Rîul Negru, în zona Piemontului Săcele, s-au efectuat lucrări vaste de drenaj, grupate în sisteme de desecare, cum sînt: Sistemul Prejmer (4 365 ha), Sistemul Hărman (2 035 ha) şi Sistemul Sînpetru (conul de dejecţie Timiş 769 ha).

După primirea din stînga a Văii Negre ($S = 42$ km^2; $L = 11$ km) şi a Canalului Morii ($S = 61$ km^2; $L = 19$ km), în Olt se varsă Ghimbăşelul sau Ghimbavul ($S = 434{,}5$ km^2; $L = 49{,}8$ km), care izvorăşte de sub poalele nordice ale masivului Bucegi. După ce trece pe lîngă Braşov şi Ghimbav, rîul primeşte din dreapta apele Timişului, canalizate şi derivate din cursul iniţial la Dîrste. Cursul vechi se foloseşte pentru descongestionări la ape mari şi ca colector pentru canalele de desecare. Ghimbăşelul se varsă în Olt la Bod. Pe malul stîng, în dreptul localităţii Bod, a existat un cîmp vast, cu exces de umiditate şi frecvent inundat de Ghimbăşel. Pentru a preveni inundarea unor zone în cursul Ghimbăşelului în amonte de Bod, valea rîului a fost îndiguită construindu-se un canal de derivaţie spre stînga, în direcţia cursului inferior al Bîrsei. Canalul Ghimbăşel—Olt este însă izolat printr-un dig de apărare de Bîrsa pentru a evita eventualele suprapuneri de viituri. Între canalul de descărcare Ghimbăşel şi Olt, se întinde sistemul de desecare al Bodului, care apără o suprafaţă de 3 000 ha de excesul de umiditate. Ghimbăşelul este totodată şi artera de descărcare a apelor uzate ale Braşovului, Rîşnovului şi Ghimbavului.

Partea vestică a Depresiunii Bîrsei este drenată de două sisteme, legate între ele în mod artificial, cel al Bîrsei şi al Vulcăniţei—Hamaradia.

Bîrsa ($S = 530$ km^2; $L = 66$ km) îşi are obîrşia la capătul estic al Munţilor Făgăraşului, sub vîrful Comisul (1 883 m), de la altitudinea de circa 1 600 m. Săpîndu-şi o vale prăpăstioasă în şisturi cristaline, cu pante de 40—50 m/km, ajunge la poalele nordice ale masivului calcaros de vîrstă jurasică ale Pietrei Craiului, de unde se deplasează spre golful Depresiunii Bîrsei, pentru a ieşi în cîmpia proprie de divagare. În aval de Zărneşti, panta medie a cursului scade la 5 m/km. Dintre afluenţii montani îi amintim pe Bîrsa lui Bucur ($S = 32$ km^2; $L = 12$ km) şi Bîrsa Fierului din stînga ($S = 49$ km^2; $L = 14$ km), iar din dreapta rîul Turcului sau Moeciul ($S = 200$ km^2; $L = 25$ km), organizat între masivele Bucegi şi Piatra Craiului şi Sohodolul ($S = 39$ km^2; $L = 11$ km). Rîul este poluat destul de intens la Zărneşti (Fabrica de hîrtie şi celuloză), primind şi apele reziduale ale Tohanului. Mai în aval, o parte din apele sale sînt captate printr-o priză de apă spre Vulcăniţa (baz. Hamaradia), pentru alimentarea cu apă industrială a Uzinelor de produse chimice de la Codlea.

Hamaradia sau Homorodul Perşanilor ($S = 322$ km^2; $L = 35$ km) este cel mai mare sistem de pe flancul estic al Munţilor Perşani. În cursul supe-

rior, colectează din stînga pe Popilnica, Hămărădia ($S = 23$ km²; $L = 10$ km), valea Caselor şi Homorodul Vechi. Din dreapta primeşte mai întîi cîteva pîraie mici (Geamăna, Auriu), iar în Depresiune confluează cu Vulcăniţa ($S = 113$ km²; $L = 25$ km), pîrîu submontan care este alimentat prin priza de la Tohan şi din apele Bîrsei. Apele poluate de la Codlea sînt colectate, de asemenea, de Vulcăniţa. În bazinul său, la Hălciu, există o staţiune experimentală pentru studierea eficienţei agricole a sistemelor de drenaj (20 ha).

Mai în aval, Oltul pătrunde în culoarul Măieruş şi Depresiunea Baraoltului. În acest sector primeşte afluenţi mai mici veniţi dinspre Perşani, cum sînt: Crizbavul ($S = 45$ km²; $L = 20$ km), Hotarul, Măieruşul, Bozomul, Valea Lungă, Remetea pe stînga, iar din dreapta, dinspre Munţii Baraoltului, pe Vîlcele ($S = 33$ km²; $L = 10$ km), Hăghigul, Iarăşul, Corlatul, Belinul Mic şi Belinul Mare, Aita ($S = 133$ km²; $L = 22$ km), după care primeşte pe ultimii săi afluenţi mai mari, sosiţi dinspre eruptivul Harghitei: Baraoltul şi Vîrghişul.

Baraoltul ($S = 206$ km²; $L = 29{,}8$ km) izvorăşte de sub vîrful Cucu al masivului Harghitei (1 558 m), tăindu-şi o vale adîncă în rocile andezitice (mai ales piroclastite). În amonte de comuna Baraolt se găsesc renumitele izvoare carbogazoase de la Biborţeni şi Ozunca care se îmbuteliază. Panta longitudinală a rîului atinge 30 m/km (în medie).

Vîrghişul ($S = 512$ km²; $L = 40{,}1$ km) îşi are obîrşia pe versantul sudic al Harghitei (1 801 m), de la altitudinea de 840 m din zona unui larg podiş vulcanic. În aval, după cum arată V. Mihăilescu, rîul şi-a adîncit valea în extremitatea sudică a podişului de piroclastite, dezgolind chiar epigenetic spre sud formaţiunile miocene şi cretacice. Pe linia lor de contact Vîrghişul şi-a format o vale îngustă sub formă de chei — Cheile Vîrghişului. Dintre afluenţii mai importanţi ai rîului se evidenţiază, mai ales, cei din stînga cum sînt Holoşagul ($S = 23$ km²; $L = 8$ km), care se varsă în recipient în Depresiunea Vlăhiţei, Chiruiul ($S = 76$ km²; $L = 16$ km) şi Cormoşul ($S = 23$ km²; $L = 28{,}8$ km).

În aval de confluenţa cu Vîrghişul, Oltul intră în cursul mijlociu, drenînd zona interioară a cotului carpatic. După Defileul de la Racoş, pătrunde în Podişul Transilvaniei. Primii zeci de kilometri îi străbate prin zona subcarpatică marginală a Transilvaniei, adaptîndu-se (După I. Tövissi şi I. Mac) la primele cute normale, care vin dinspre Homoroade şi împinge cursul Oltului pînă în apropierea Şercaiei. Primul său afluent mai mic, din dreapta, Sărata, ne indică deja apariţia izvoarelor sărate, caracteristice în această zonă puternic cutată. Tot de aceste procese este legat şi izvorul termal carstic de la Hoghiz, în prezent captat pentru alimentări.

Homorodul ($S = 837$ km²; $L = 56{,}7$ km) este format de fapt din trei rîuri care se unesc la Băile Homorodului: Homorodul Mare ($S = 335$ km²; $L = 48{,}6$ km) izvorît de sub vîrful Harghitei, Homorodul Mic ($S = 241$ km²; $L = 56{,}7$ km) şi Cohalmul (Valea Mare — $S = 281$ km²; $L = 35$ km), afluent din dreapta, care îşi colectează apele deja din Podişul Tîrnavelor.

Homorodul Mare şi Homorodul Mic, avîndu-şi izvoarele în apropierea Vîrghişului, în sectorul lor superior, îşi formează valea în condiţii asemănătoare cu aceasta. Homorodul Mic, între altele, traversează şi formaţiunile calcaroase de la Mereşti în care se găsesc 68 de peşteri (8). În zonele de

tranziție de la rocile vulcanice spre cele sedimentare, pantele rîurilor sînt foarte mari, ating 40—60 m/km, pentru ca în sectorul subcarpatic, ele să scadă pînă la 1—2 m/km (în aval de Sînpaul — 1,8 m/km). Pantele Cohalmului sînt și mai mici (între izvor și Lovnic, pe o distanță de 10 km, 18 m/km, iar de aici, pînă la vărsare, sub 1/km).

Pe linia cutelor sinclinale din văile Homorodului Mare și a Homorodului Mic apar o serie de izvoare sărate cu nămol terapeutic, cum sînt cele de la Crăciunel, Satu Nou, Jimbor, Aldea, Mărtiniș, Băile Homorod etc.

În aval, Oltul pătrunde în Depresiunea Făgărașului, depresiune submontană de contact între Podișul Transilvaniei și munții Perșani — Făgăraș. Pe sectorul depresionar, pînă la primirea Cibinului, Oltul parcurge o distanță de 100 km, cu cădere totală de 68 m, producînd aluvionări puternice și meandrări mai ales pînă la Voila, unde pantele sale sînt de abia 0,43 m/km.

Pe sectorul depresionar, rîul are tendință de abatere, mai ales spre dreapta, spre Podișul Hîrtibaciului, cursul său fiind împins în această direcție de aluviunile aduse de afluenții din stînga, din aval de Șercaia.

Pînă la vărsarea Șercaiei, afluenții pe care îi primește Oltul sînt mai mici. Astfel, din Munții Perșani se evidențiază Bogata, Lupșa ($S = 29$ km^2; $L = 12$ km), Comana ($S = 58$ km^2; $L = 17$ km), Venetia ($S = 49$ km^2; $L = 17$ km), Părăul ($S = 84$ km^2; $L = 17$ km), iar din direcția Podișului Hîrtibaciului, din dreapta, Dăișoara ($S = 36$ km^2; $L = 12$ km,) Crăița și Ticușul ($S = 78$ km^2; $L = 19$ km).

Șinca, sau Șercaia ($S = 352$ km^2; $L = 42{,}6$ km) este primul afluent important, organizat în golful de contact dintre Munții Perșani — Piatra Craiului și Munții Făgăraș. Își are izvorul în apropierea Zărnești ului de pe Bîrsa, lîngă Poiana Mărului, de la altitudinea de 870 m. Are o pantă medie pînă la vărsarea în Olt de 10,5 m/km. În sectorul montan are un singur afluent important, Holbavul, din dreapta ($S = 83$ km^2; $L = 11$ km), după care iese în vastul con de dejecție care căptușește tot golful, construit împreună cu afluenții săi din stînga, cum sînt: Strîmba ($S = 40$ km^2; $L = 12$ km), Plopoasa, Șercăița ($S = 62$ km^2; $L = 14$ km), Scurta ($S = 23$ km^2; $L = 13$ km), precum și cu afluenții direcți ai Oltului, înșirați mai sus. În zona inferioară, efilarea apelor freatice produce înmlăștiniri locale. Pentru ameliorarea cîmpurilor agricole de la Șercaia, aici s-au înființat sisteme de desecare pe o suprafață de 350 ha. Cursuri de ape parazitare din Piemontul Șercaiei sînt Găvanul și Urășa.

În aval, urmează seria afluenților de pe versantul nordic al Munților Făgărașului, care curg paralel. Masivul se ridică brusc ca o cuestă, în partea sudică a Depresiunii Făgărașului, cu diferențe de nivel de 1 500—1 900 m între zona de creastă și linia de contact cu depresiunea. Pe o distanță medie de abia 12—16 km, pantele medii în sectorul montan ale pîraielor este în jur de 100 m/km, atingînd în unele cazuri 120 m/km. Flancul nordic al Munților Făgăraș, cu o umiditate ridicată, face ca valorile scurgerii medii de pe versant să crească spre vest de la 700 mm la peste 1000 mm. În aceste condiții, rîurile care pătrund în depresiune prezintă rupturi bruște de pantă, de la valorile indicate mai sus pînă la 5—8 m/km în zona depresionară. Aluvionarea în zona de contact este deosebit de puternică, albiile rîurilor schimbîndu-și configurația după fiecare viitură. Nu sînt rare nici schimbările de curs, chiar de mai multe ori în timpul

unui an. Oltul își adîncește treptat valea. Nivelul teraselor din stînga rămîn suspendate tot mai mult, iar cursurile viguroase urmăresc rapid schimbările de nivel ale bazei de eroziune. Astfel, dacă la nivelul vechiului fund depresionar există o vastă cîmpie de divagare, în apropierea Oltului pîraiele își taie azi adevărate canioane de dimensiuni mici, săpate în formațiuni de terasă. Fenomenul se accentuează mai ales în aval de Voila, unde începe deja creșterea pantelor longitudinale ale Oltului, rîul pregătindu-și intrarea în Defileul Turnu Roșu din cuprinsul Carpaților. Pe linia rîurilor și teraselor din stînga ale Oltului sînt foarte frecvente izvoarele alimentate din pînza freatică a zonei de divagare, ceea ce denotă un drenaj bun.

Majoritatea rîurilor făgărășene din stînga își au izvoarele la nivelul circurilor glaciare din Făgăraș. Multe dintre ele izvorăsc chiar din circuri glaciare; sînt însă numeroase și cursurile mici parazitare care se formează în zona glacisului, în bună parte din apele de infiltrație ale cursurilor principale. Ele își însușesc pînă la urmă și cursurile părăsite ale rîurilor de munte. Acestea prezintă cele mai avansate fenomene de înmlăștinire, mai ales în amonte de Voila, unde densitatea rețelei fluviatile depresionare atinge circa 1,4 km/km².

Primul dintre afluenții de pe stînga este Mîndra (S=31 km²; L = 21 km), din care parazitează pîrîiașul Iazul în dreptul comunei Mărgineni. Urmează apoi Sebeșul (S = 90 km²; L = 32 km), născut din căldarea glaciară Scoarța de sub vîrful Berevoieșului (2039 m) și Berivoiul (S = 86 km²; L = 29 km), cu un mic lac glaciar la izvoare. În partea inferioară, rîul este cunoscut și sub denumirea de Făgărășel și alimentează pe cale subterană pîrîul subalpin Racovița (S = 23 km²; L = 22 km). Un alt curs paralel este Valea Dejanilor, născut de sub vîrful Ludișorului (2 392 m) și care este cunoscut în partea sa inferioară sub numele de valea Săvăstrenilor (S = 52 km²; L = 30 km). De el se leagă cursurile parazitare Hurezul și Vîlcioara, unul în amonte de vărsarea, iar altul în aval.

Valea Netotului (S = 43 km²; L = 20 km) nu a pătruns cu izvoarele sale pînă la nivelul zonei alpine.

În aval de Voila, Oltul primește apele rîului Breaza (S = 73 km²; L = = 30 km), format dintr-o serie de torenți proveniți din căldarea glaciară a Brezei. Pe afluentul său din dreapta, Pojorta, se află lacul Urlea (S = = 20 150 m²; h = 4,05 m). Cursul său parazitar, în aval de Pojorta, este Dridiful.

În apropierea Brezei se varsă în Olt, Valea Sîmbătei, născută în căldarea Sîmbătei, aflată sub vîrful Gălășescu Mare (2 474 m). După ce traversează un prag extins format din morene glaciare, rîul coboară rapid spre zona piemontană, unde primește din dreapta pe Lisa (S = 35 km²; L = 15 km). Cursul său parazitar este pîrîul Racovița.

Seria afluenților continuă cu Vîștea (S = 42,1 km²; L = 22,5 km), care se naște din două pîraie, ambele provenite din circuri glaciare, Vîștea Mare și Vîștișoara. Pe Vîștișoara există un mic lac cu caracter temporar și o frumoasă cascadă instalată pe o treaptă glaciară. Are trei cursuri parazitare, două în amonte (Drăguțul și Hotarul), iar unul în aval de vărsare (Corbul Vîștei).

Urmează apoi Ucea (S = 39 km²; L = 21,9 km), care este formată din Ucea Mare și Ucișoara. Rîul alimentează Combinatul chimic din orașul

Victoria. În amonte, Ucea are şi un curs parazitar cunoscut sub numele de Corbul Ucei.

Arpaşul Mare ($S = 83$ km²; $L = 23$ km) este unul dintre cei mai mari afluenţi din seria rîurilor făgărăşene. El se formează din două sisteme montane, alpine, şi anume: Arpaşul Mare, coborît de sub vf. Arpaşului Mic (2 459 m) şi Arpăşelul. Pe Arpaşul Mare întîlnim două lacuri glaciare dintre cele mai pitoreşti. Pe afluentul Podragul se află lacul cu acelaşi nume ($S = 28\,550$ m²; $h = 15{,}5$ m), iar pe Podrăgel—Podrăgelul ($S = 7\,110$ m²; $h = 3{,}9$ m). În interiorul lacului Podragu este separat prin morene frontale de avalanşă un alt lăculeţ: Podragul Mic ($S = 2\,400$ m²; $h = 2{,}2$ m).

Cursul parazitar al Arpaşului Mare este Valea Neagră.

Cîrţişoara ($S = 80$ km²; $L = 23$ km) se compune tot din două cursuri: din Valea Laiţei, care vine de sub vf. Negoiu (2 535 m) şi Valea Bîlei, de sub Vînătoarea lui Buteanu (2 506 m). Are obîrşia în cel mai cunoscut şi pitoresc lac glaciar, aflat în circul glaciar cu acelaşi nume, Lacul Bîlea ($S = 46\,508$ m²; $h = 11{,}35$ m). După ce pîrîul a părăsit cascada Bîlei, formată pe treaptă glaciară, primeşte mai în aval Pîrul Doamnei, izvorît din Lacul Doamnei ($S = 5\,060$ m²; $h = 1{,}5$ m).

În zona piemontului din aval construit mai ales de Laişa, se nasc trei pîraie parazitare: Opatul, Scorei şi Sărata. Ultimul, prin topicul său, ne indică ivirea unor izvoare sărate din cuta diapiră ce străbate depresiunea cursului Oltului.

Rîul Mare sau Porumbacul ($S = 84$ km²; $L = 24$ km) are o reţea hidrografică destul de complexă. Rîul Mare se formează de fapt din doi afluenţi alpini: Şerbota ($S = 36$ km²; $L = 13$ km) şi Porumbăcelul. Pe Şerbota şi afluentul său Valea Sărăţii, izvorîţi de sub vf. Şerbotei, se află cîte o cascadă de treaptă glaciară. În amonte de vărsare, rîul primeşte încă un afluent piemontan: Lişcovul.

Avrigul ($S = 68$ km²; $L = 22$ km) izvorăşte de sub vîrful Ciortea (2 427 m) din pitorescul lac al Avrigului ($S = 14\,770$ m²; $h = 4{,}5$ m). După ce formează o cascadă de treaptă glaciară, se îndreaptă rapid spre zona piemontană, unde primeşte un afluent-pereche: Valea Jibrii cu Moaşa Avrigului, izvorîţi de sub vf. Surul (2 281 m), ultimul masiv din capătul vestic al crestei Făgăraşului, cu urme glaciare. Tot de aici izvorăsc Moaşa Sebeşului şi Sebeşul ($S = 48$ km²; $L = 11$ km), care încheie seria afluenţilor de pe versantul nordic al Făgăraşului.

Din dreapta, în aval de Şercaia, sosesc în Olt, dinspre Podişul Hîrtibaciului, o serie de afluenţi cu scurgere redusă dar cu dimensiuni uneori mai mari, ca: Felmerul ($S = 104$ km²; $L = 24$ km), Galaţiul, Poeniţa, Cincul ($S = 139$ km²; $L = 17$ km), Noul sau Somărtinul ($S = 249$ km²; $L = 25$ km), Fermelor şi Bradul.

Piemonturile şi terasele largi din stînga Oltului asigură condiţii favorabile irigaţiilor, fapt care a înlesnit practicarea acestora de mai bine de o sută de ani. În prezent se irigă din rîurile montane (temp. max. a apei +18°C) şi cursurile parazitare o suprafaţă de peste 6 000 ha la Breaza, Lisa, Sîmbăta de Jos, Dejani, Berveni, Berivoii Mari, Berivoii Mici, Copăcel, Drăguş, Pojorta etc.

Ultimul şi cel mai important afluent al Oltului din cursul mijlociu este *Cibinul* ($S = 2\,237$ km²; $L = 80{,}3$ km), care îşi formează cursul din unirea a două rîuri izvorîte din circurile glaciare nordice ale Cîndrelului (2 245 m)

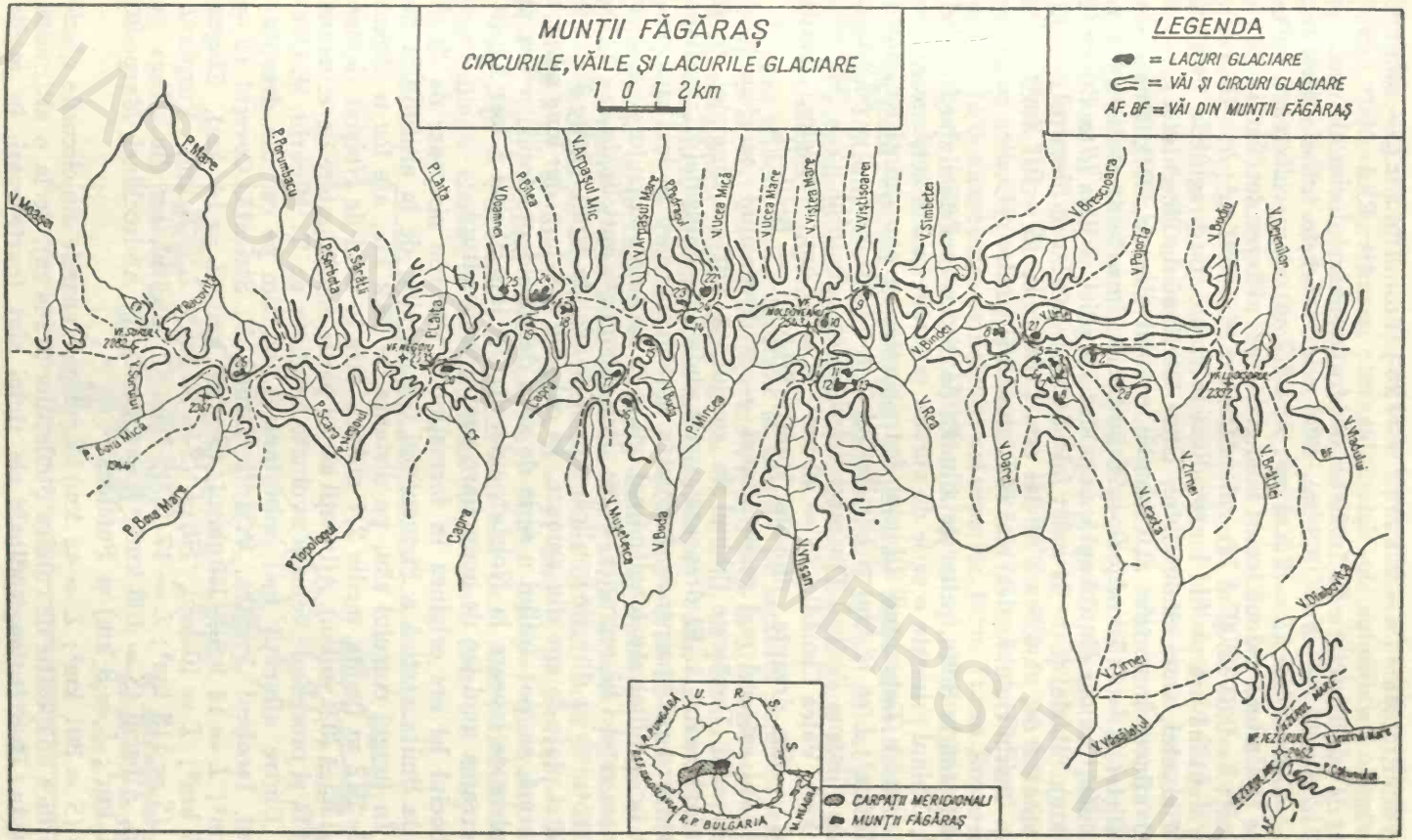


Fig. 125. Lacurile glaciare din Munții Făgăraș (I. Pișota).

1. Iezerul Făgăraș; *2.* Zîrna; *2. a.* Jgheburoasa; *3.* Gemenul de Sus; *4.* Gemenul de Jos; *5.* Mușetescu; *6.* Mioarelor; *7.* Scolca; *8.* Lacul Roșu; *8. a.* Bîndea; *9.* Gălășescu; *10.* Vîștea-Moldoveanu; *11.* Galbenul I; *12.* Galbenul II; *13.* Galbenul III; *14.* Iezerul Podul Giurgiului; *15.* Budaș; *16.* Rîiosu; *17.* Hîrțegu; *16* și *17.* sînt semipermanente; *18.* Capra cu Căprița; *19.* Paltinu; *20.* Călțun; *21.* Urlea; *22.* Podragu; *23.* Podrăgel; *24.* Bîlea; *25.* Doamnei; *26.* Avrig.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

și anume din Rîul Mare (S = 95k m²; L=20 km) și din Rîul Mic (S= 46 km²; L = 12 km). Ca origine a sistemului este socotit Rîul Mare, care izvorăște de la altitudinea de 1 920 m, din frumosul lac glaciar al Iezerului Mare (S = 34 100 m²; h = 13,3 m). Rîul mic izvorăște tot dintr-un lac glaciar — Iezerul Mic (S = 2 520 m²; h = 1,7 m), dar colectează excedentul de apă a încă a două lacuri mici glaciare: al Iezerului Nardin (S = =1 832 m²; h=0,65 m) și al Iezerului Măriucii (S = 521 m²; h = 0,46 m). În zona montană are profil longitudinal în trepte, cu praguri în dreptul Cheilor Cibinului, Gura Sădurelului, Gîtul Berbecului, Tilișca etc.

Primul afluent important al Cibinului, venind dinspre Mărginime, este pîrîul Săliștei (S = 215 km²; L = 26 km), care în amonte de Săcel primește afluenți numai din dreapta, cum sînt Drojdiei, Tilișca (S = 30 km²; L = 11 km), Sibielul (S = 41 km²; L = 14 km) și Orlatul. Singurul afluent mic în amonte de vărsarea Săliștei este Cernavodă (S = 21 km²; L = = 9 km). Cursul rîului se dezvoltă la contactul șisturilor cristaline cu depozitele neogene.

În aval, pînă la Sibiu, primește afluenți de dimensiuni mici, dar în jurul orașului, Cibinul primește o serie de cursuri montane și submontane, atrase de zona joasă a Depesiunii Sibiului. Între acestea se pot aminti Rusciorul (S = 132 km²; L = 16 km) și Hîrtibaciul (S = 1 031 km²; L = 88,2 km) din stînga, dinspre Podișul Transilvaniei și Valea Sebeșului (S = 94 km²; L = 28 km), Valea Cisnădiei (S = 42 km²; L = 17 km), Tocilelor, Sărății și Sadul — din dreapta, dinspre Munții Sibiului — Ștefleşti.

Hîrtibaciul este cel mai mare afluent — ca dimensiuni morfometrice — al Cibinului. Depășește Cibinul la confluență atît ca lungime, cît și ca suprafață bazinală. El drenează partea sudică a Podișului Transilvaniei și traversează perpendicular patru anticlinale, care își lasă amprentele atît în profilul său longitudinal, cît și în formarea cursului său și în organizarea rețelei hidrografice. Între altele, unor cute anticlinale i se datorește și cotului cu direcție nordică, format în aval de Agnita, între Benești și Altina și piața de ape din amonte. În culoarul său larg, dar bine adîncit în platformă, se pot întîlni o serie de zone de subsidență locală, chiar și în apropiere de izvoare la Noiștat, unde fundul larg al văii a fost folosit pentru crearea unui lac de acumulare pentru piscicultură.

Hîrtibaciul își are originea în formațiunile pliocene nisipoase de lîngă Bărcuț, la limita vestică a Piemontului Odorheiului, de la altitudinea de 600 m. În lungul cursului său, pe distanța de 88,2 km, are loc o cădere totală de 212 m (panta medie 2,4 m/km), care în aval de Noiștat devine mult mai mică (0,9 m/km). Afluenții săi au pante mari, putere de eroziune accentuată și procese de versant evoluate (studiate de T. Morariu, V. Gârbacea). Dintre afluenții mai importanți îi amintim pe cei din dreapta: Halmerul, Iacobeni, Proștea, V. Infundăturii, V. Stricată, Coveșul (S = = 33 km²; L = 14 km), Hîrghișul (S = 50 km²; L = 14 km), Zlagna (S = 55 km²; L = 10 km), Hîrța (S = 50 km²; L = 9 km), Vurpărul, Zăvoiul (S = 113 km²; L = 17 km), Daia și Cașoltul, iar din stînga pe V. Morii, Albacul (S = 108 km²; L = 28 km), V. Androchinei, Marpodul (S = 31 km²; L = 9 km) și Fofeldea.

Sadul (S = 301 km²; L = 45 km) își culege izvoarele din circurile glaciare nordice adăpostite de culmea Ștefleștilor (2 244 m), de la o altitudine de 1 940 m. Pantele longitudinale ale rîului sînt foarte mari, în medie

35 m/km, ajungînd la confluența cu Sădurelul la o cădere de 64 m/km. Aceste elemente, precum și prezența în apropierea rîului a orașului Sibiu au determinat construirea primelor hidrocentrale (Sadu I și II) pe Sadu încă de la sfîrșitul secolului trecut (1896—1905). Posibilitățile reale hidroenergetice ale rîului au fost folosite pe deplin din anul 1960 cînd s-a realizat complexul hidroenergetic Sadu V. Acest complex se bazează pe lacul de acumulare Negovanu-Sadu cu un volum de 6 500 000 m³. Exploatînd o cădere de 396 m, hidrocentrala are o putere instalată de 22,5 MW. Prin folosirea unui debit mediu de 2,2 m³/s, producția medie de energie electrică este de 60 GWh/an. Din debitul folosit, 0,6 m³/s se obține prin captări secundare dinspre afluentul din dreapta al Sadului-Sădurelul ($S = 59$ km²; $L = 14$ km) și afluenții acestuia, Țiganul și Porcul (v. fig. 126).

Oltul, în aval de Cibin, pătrunde în valea sa transversală reprezentată de Defileul Turnu Roșu, unde are o cădere de 128 m pe distanța de 80 km, între gura Cibinului și Rîmnicul Vîlcea (1,6 m/km). Defileul se poate împărți în două sectoare principale: cel superior, între Turnu Roșu—Brezoi, se distinge prin căderi mai mici (1,38 m/km), iar cel inferior prin căderi mai accentuate (1,9 m/km).

Pe sectorul superior al defileului, afluenții se înșiră simetric din direcția Munților Lotrului, cît și din direcția Munților Făgăraș. Afluenții din stînga au însă dimensiuni mai mari abia în aval de Cîineni, unde Oltul pătrunde în Depresiunea Loviștei.

Primul afluent mai important al Oltului pe sectorul superior este Lotrioara ($S = 120$ km²; $L = 21{,}9$ km), izvorîtă de la altitudinea de 1 600 m. Rîul avînd pante foarte mari (media 55 m/km), se pretează la amenajări hidroenergetice. Urmează apoi tot pe dreapta Vadu ($S = 47$ km²; $L = 12$ km), Valea lui Vlad, Uria ($S = 33$ km²; $L = 15$ km), Robeștii și Călineștii ($S = 40$ km²; $L = 16$ km), înainte de vărsarea Lotrului. Putem spune că simetric sosesc și afluenții din stînga Oltului, pe acest sector, cum sînt Strîmba, Rîndibou, Curpănul, valea Satului, Boia ($S = 156$ km²; $L = 22$ km), Secul ($S = 48$ km²; $L = 11$ km) și Băiașul ($S = 89$ km²; $L = 17$ km); ultimii drenează Depresiunea Loviștei (de vest).

Lotrul ($S = 1\,024$ km²; $L = 76{,}6$ km) este unul dintre rîurile carpatice longitudinale clasice, exceptînd zona de izvoare, care s-a adaptat la o

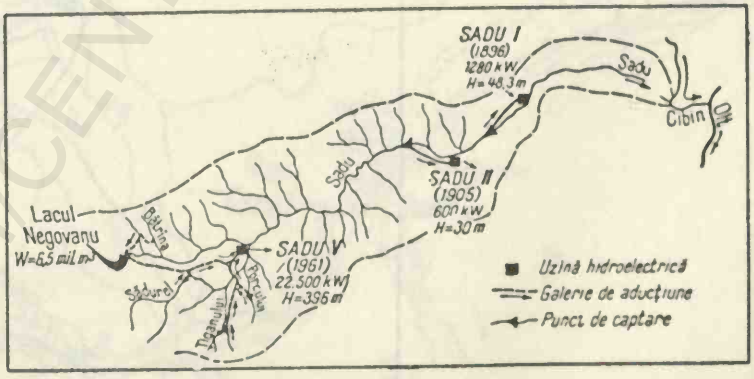
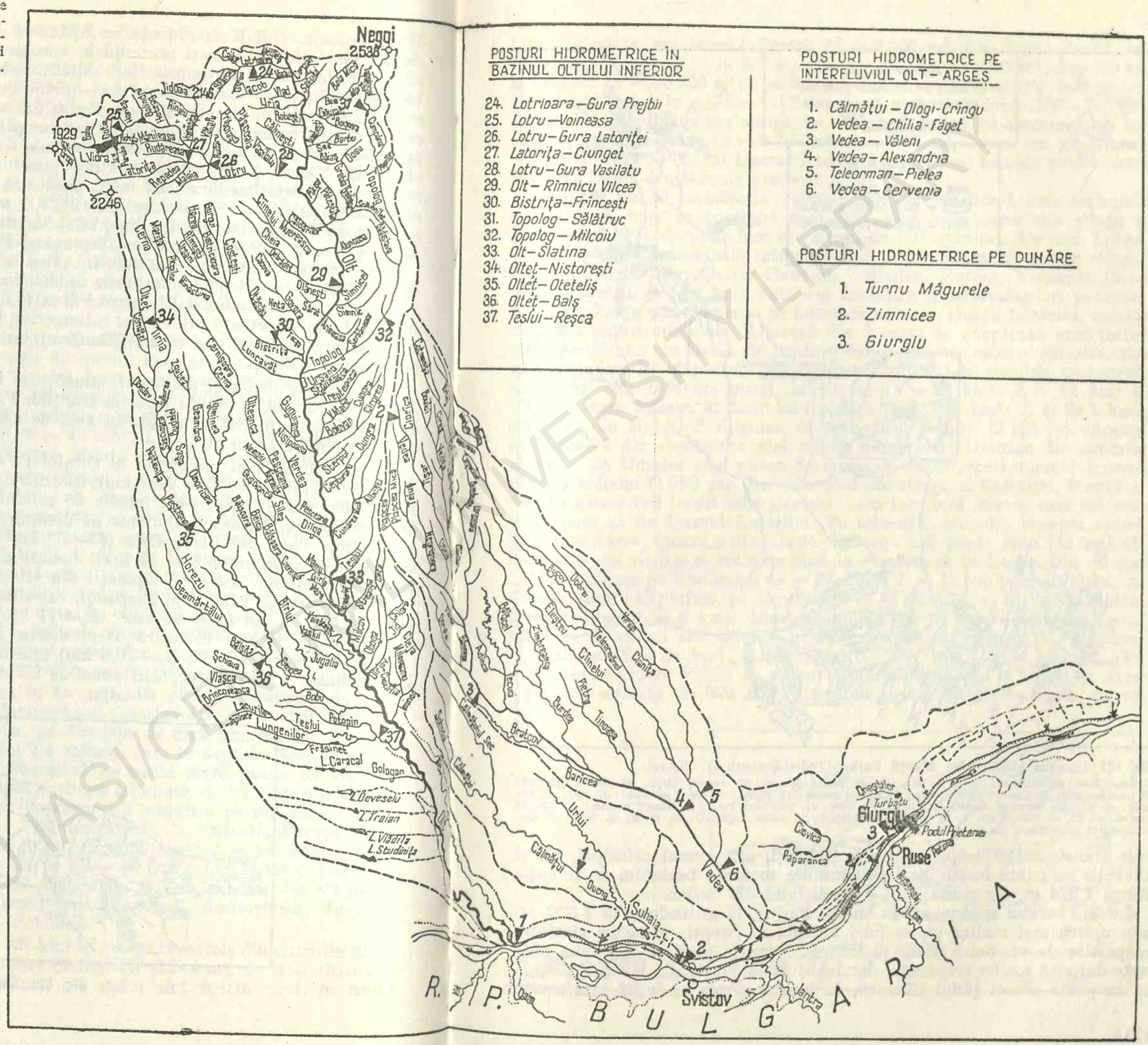


Fig. 126. Utilizarea energetică a rîului Sadu.

Fig. 129. Harta reţelei fluviatile şi a posturilor hidrometrice utilizate în studii din bazinul inferior al Oltului, Călămăţuiului şi Vedei.



POSTURI HIDROMETRICE ÎN BAZINUL OLTULUI INFERIOR

24. Lotrioara – Gura Prejbii
25. Lotru – Voineasa
26. Lotru – Gura Latoriţei
27. Latoriţa – Ciunget
28. Lotru – Gura Vasilatu
29. Olt – Rîmnicu Vîlcea
30. Bistriţa – Frînceşti
31. Topolog – Sălătruc
32. Topolog – Milcoiu
33. Olt – Slatina
34. Oltet – Nistoreşti
35. Oltet – Oteteliş
36. Oltet – Balş
37. Teslui – Reşca

POSTURI HIDROMETRICE PE INTERFLUVIUL OLT – ARGEŞ

1. Călmăţui – Ologi-Crîngu
2. Vedea – Chilia-Făget
3. Vedea – Vălenii
4. Vedea – Alexandria
5. Teleorman – Pielea
6. Vedea – Cervenia

POSTURI HIDROMETRICE PE DUNĂRE

1. Turnu Măgurele
2. Zimnicea
3. Giurgiu

BCU IAŞI/CENTRUL DE DOCUMENTARE UNIVERSITY LIBRARY

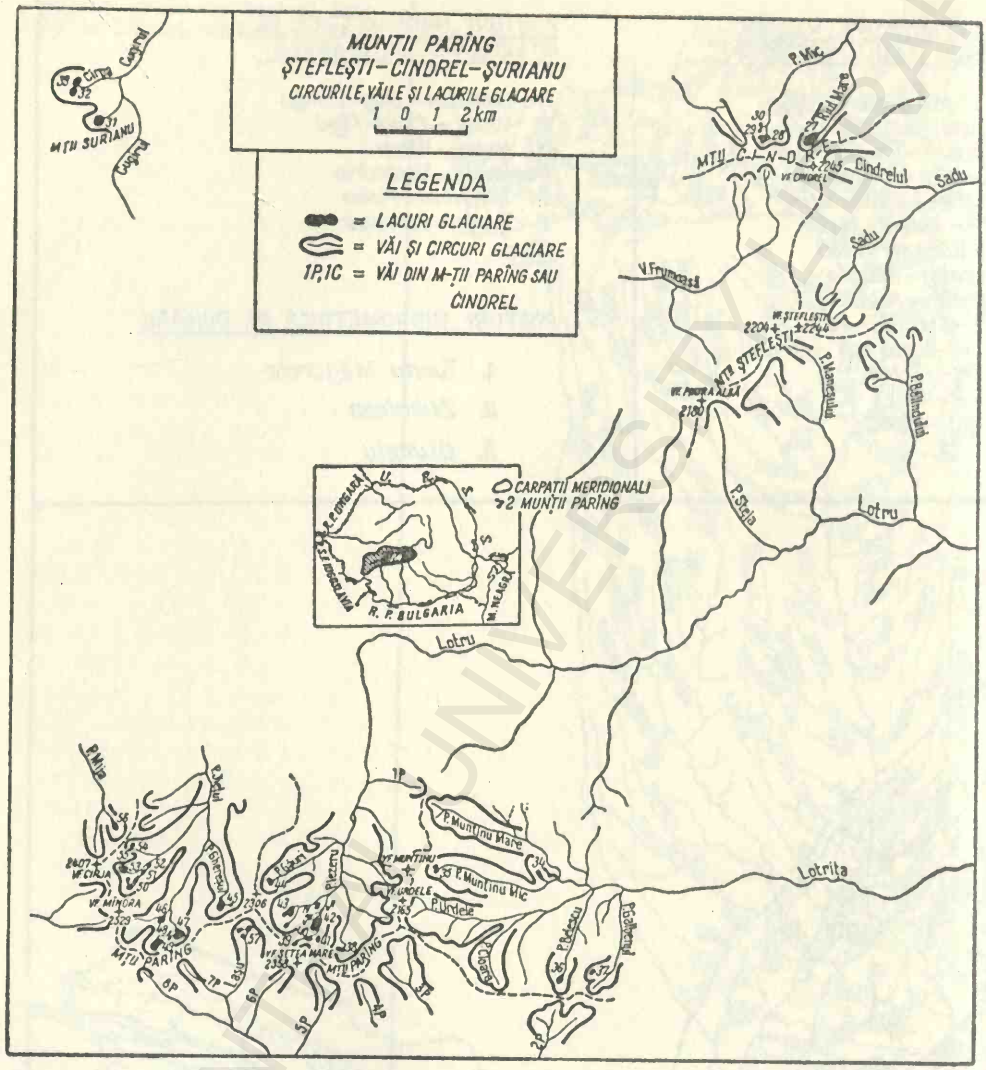


Fig. 127. Lacurile glaciare din Munții Parîng-Cîndrel-Șurianu (I. Pișota).

27. Iezerul Mare; *28.* Iezerul Mic; *29.* și *30.* Iezerașe; *31.* Iezerul Șurianu; *32.* Iezerul Cîrpa; *33.* Iezerul Latoriței; *35.* Muntinul Mic; *36.* Cioara; *37.* Singuratic; *38.* Iezerul Parîng; *39.* Păsări; *40.* Lacul lui Vidal; *41.* Lac; *42.* Cîlcescu; *43.* Zănoaga Mare; *44.* Găuri; *45.* Ghereș; *46.* Stîni; *47.* Tăul Fără Fund; *48.* Tăuțul Roșiilor; *49.* Oglinda Mîndrei; *50, 51, 52.* Tăul Verde I, II și III; *53.* Slăveiul; *54.* Adînc (înghețat); *55.* Secat; *56.* Mija; *57.* Lac (continuarea numerotării din fig. 125).

falie transversală. Străjuită de munți înalți, atît cursul principal, cît și afluenții au pante foarte mari. Altitudinea medie a bazinului de recepție atinge 1 374 m, iar panta medie a reliefului 327 m/km.

Cursul Lotrului se formează în Munții Parîng, la altitudinea de 1 830 m, prin unirea mai multor pîraie mici născute în circuri și lacuri glaciare, adăpostite de vf. Setea Mare (2 358 m). Formele glaciare sînt bine păstrate datorită rocilor rezistente, dominant granodiorite. Ca izvor al Lotrului se poate socoti pîrîul Cîlcescu, în lungul căruia se înșiră mai multe

lacuri glaciare, ca: Iezerul Păsării ($S = 3\,000$ m², $h = 3$ m), Lacul lui Vidal ($S = 5\,900$ m²; $h = 3{,}6$ m), Cîlcescu Mic ($S = 1\,600$ m²; $h = 2{,}9$ m) și Cîlcescu ($S = 30\,200$ m²; $h = 9{,}3$ m). I. Pișota amintește de încă patru lacuri mai mici în căldarea Cîlcescu, cu suprafețe între 150—712 m². Pe primul său afluent din stînga, pe Zănoaga, există, de asemenea, un lac glaciar, Zănoaga Mare ($S = 9\,700$ m²; $h = 1{,}05$ m), iar pe un alt afluent — din dreapta — Lacul Iezerul Parîng. Lacul Găuri închide șirul acestei salbe de lacuri deosebit de pitorești (182).

În aval, Lotrul urmărește printr-o vale prăpăstioasă linia tectonică transversală, care se continuă spre nord pînă la primirea din stînga a Izvorului Gropii, de unde face o cotitură de 90° spre est. De aici, Lotrul devine o vale longitudinală intracarpatică tipică. Afluenții săi din stînga, cum sînt Balu, Izv. Gotia, Haneșul, Bălindru, Hoteag, Voinești (S = = 85,4 km², $L = 14{,}4$ km), Vătafu și Rudaru sînt perpendiculari pe cursul Lotrului. Toate aceste cursuri se formează dinspre Munții Lotrului, constituiți din șisturi cristaline. Afluenții din dreapta se adaptează unei tectonici complicate, pe liniile de contact între granite, calcare jurasice, șisturi cristaline. În majoritate sînt cursuri longitudinale, paralele cu Lotrul, cum sînt Vidruța (curs opus), Mănileasa ($S = 36$ km²; $L = 12$ km) și cel mai mare afluent al Lotrului-Latoriței ($S = 201$ km²; $L = 29{,}1$ km), sosit tot din Munții Parîngului, de sub vîrful Udrele (2 165 m). Acesta se formează din confluența mai multor pîraie care izvorăsc din circurile glaciare ale Udrelor. Ca punct de izvor se poate socoti tocmai izvorul pîrîului Udrelui (1 750 m). Pe afluentul din stînga al Latoriței, Muntinul Mic, se găsesc trei lacuri mici glaciare, necartate încă, dintre care cel mai mare pare să fie Iezerul Latoriței. Pe afluenții mici din dreapta există încă două iezere: Cioara și Sînguratic. Latorița are pante mari (43 m/km), iar cursul său vijelios se menține pînă la vărsarea sa în Lotru. Din stînga, Lotrul primește pe Rudăreasa ($S = 32$ km²; $L = 12$ km), iar din dreapta, dinspre Munții Căpățînei, pe Repedea ($S = 42$ km²; $L = 12$ km) și Malaia ($S = 28$ km²; $L = 8$ km). Dintre afluenții de pe partea stîngă, Lotrul primește în cursul său inferior pe Păscoaia ($S = 118$ km²; $L = 20$ km) și Vasilatu ($S = 44$ km²; $L = 15$ km).

Folosind o cădere de 800 m, viitoarea hidrocentrală de la Lotru va avea o putere instalată de 500 MW. Lacul de acumulare de la Vidra, cu un

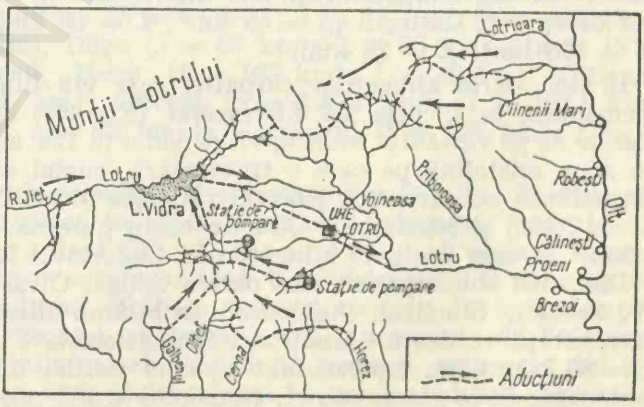


Fig. 128. Captările de cursuri pentru sistemul hidroenergetic de pe Lotru.

volum de aproximativ 350 000 000 m³, va primi nu numai apele Lotrului. El va fi alimentat parțial și de debitele Jiețului, Galbenului din bazinul Gilortului, izvoarelor Oltețului, Cernei Oltețului, Luncavățului, Horezului, Latoriței printr-un mic lac de acumulare din zona de obîrșie, izvoarele tuturor afluenților din stînga Lotrului, de la altitudini mai mari de circa 1 300 m, izvoarele Vadului și Lotrioarei (v. fig. 128). Lungimea totală a aducțiunilor, care vor transforma funcția rețelei de rîuri, va ajunge la 145 km.

În lungul Defileului Turnu Roșu sînt proiectate, de asemenea, 12 hidrocentrale cu căderi mai mici, așezate în trepte, care vor mări în mod esențial gradul de regularizare al regimului rîului, la care de altfel contribuie și acumularea de la Vidra.

În aval de gura Lotrului, în cuprinsul defileului, Oltul primește afluenți mici cum sînt: Lotrișoru, Căldărilor, Muierească ($S = 49$ km², $L = 18$ km) din dreapta, iar din stînga Păușa, Coisca sau Sălătrucelul ($S = 95$ km²; $L = 15$ km), rîul colector al Depresiunii Jiblei, și Aluneasa ($S = 33$ km²; $L = 12$ km).

De aici spre aval, Oltul pătrunde în vastul său con de dejecție, mascat de terase și conurile de dejecție ale unor serii de afluenți sosiți de pe versantul sudic al Munților Făgăraș și culmea Căpățînei. Zona subcarpatică este traversată de Olt între Jiblea și Rîmnicul Vîlcea, ultimul aflîndu-se în culoarul subcarpatic depresionar extern.

În aval de confluența cu rîul Govora începe *cursul inferior* al Oltului, unde pantele scad pînă la confluența cu Oltețul, în medie pînă la 1,0 m/km. De aici și pînă la vărsare, valoarea medie a pantei devine de 0,45 m/km.

Între Rîmnicul Vîlcea și Bădeni, Oltul primește o serie de afluenți mai mari, izvorîți în parte din Carpați, în parte din zona subcarpatică. Primul dintre aceștia care traversează zona subcarpatică, este Olăneștiul ($S = 231$ km²; $L = 38$ km), cunoscut mai ales după Băile Olănești. Dimensiuni mai mari are afluentul său din dreapta, Cheia ($S = 88$ km²; $L = 24$ km).

Urmează apoi cîțiva afluenți mici subcarpatici, ca Sărata și Govora ($S = 122$ km²; $L = 27$ km), care drenează apele unor serii de izvoare sărate (Băile Govora) și Bistrița ($S = 384$ km²; $L = 42$ km), care pătrunde adînc în Munții Căpățînei prin izvoarele sale. Ultimul rîu amintit are la rîndul său mai mulți afluenți, ca: Bistricioara ($S = 79$ km²; $L = 22$ km) din dreapta și Costeștii ($S = 45$ km²; $L = 18$ km) și Otăsăul din stînga ($S = 106$ km²; $L = 28$ km).

În fine, seria afluenților carpatici care vin din dreapta, din sectorul piemontan, se încheie cu *Luncavățul* ($S = 299$ km²; $L = 57$ km), care sosește de pe versantul sudic al vf. Ursului (2 129 m) din Munții Căpățînei. În zona cristalină pe care o traversează, cursul său are pante mari; în depresiunea subcarpatică Horezul primește pîrîul Ursanilor ($S = 43$ km²; $L = 12$ km) și Mînăstirea. Are un bazin puternic alungit (lățimea medie 5 km) și este lipsit de afluenți mai importanți în zona piemontană.

Din zona subcarpatică, din partea stîngă, Oltul primește afluenți mici (V. Satului, Sîmnicul, Aninoasa), în schimb dinspre crestele înalte ale extremității vestice ale Munților Făgăraș sosește *Topologul* ($S = 547$ km²; $L = 83{,}7$ km), un reprezentant tipic al rîurilor din Carpații Meridionali. Izvoarele sale se găsesc sub vf. Negoiului (2 535 m), Topologul formîndu-se

din confluența a două pîraie sosite din zona circurilor glaciare, Negoiul și Pîrîul Scara, primul fiind considerat ca obîrșie a sistemului (1 880 m). În partea superioară a cursului său, pînă la Capul Bulzului, rîul are pantele medii de 45 m/km, valea sa fiind săpată în șisturi cristaline cu frecvente injectări de gneis, ceea ce duce la dezvoltarea unei eroziuni selective evidente. Mai în aval, traversează culoarul longitudinal al Loviștei, umplut cu depozite miocene și impunătoarele chei epigenetice din creasta Coziei constituită din gnaisuri de Cozia. Rîul, în drumul său spre vărsare, trece prin depresiunile și spinările Subcarpaților, pe care le taie perpendicular pentru ca apoi să pătrundă în Piemontul Getic, în aval de Tigveni. De aici, urmărind căderea generală a piemontului, se îndreaptă printr-un cot larg spre Olt. Pantele sale, chiar și în zona piemontană, sînt încă destul de mari (în jur de 3 m/km), ceea ce îi asigură rîului o putere destul de mare de eroziune. În sectorul depozitelor friabile levantine, la apele mici, se observă pierderi de apă prin infiltrații, dar nu în asemenea măsură care să ducă la secarea rîului.

Dintre afluenții mai de seamă ai Topologului amintim pe Topologelul ($S = 18$ km^2; $L = 8$ km) din sectorul montan, în avalul căruia s-a construit priza de apă prin care se transbordează printr-un tunel lung de 7 640, m un debit de 2,35 m^3/s spre bazinul Argeșului, pentru alimentarea lacului de la Vidraru, a Uzinei hidroenergetice Gh. Gheorghiu-Dej. Suprafața bazinală la locul captării este de 84,2 km^2.

Din Depresiunea Sălătrucului primește, din stînga, pîrîul Cumpăna ($S = 26$ km^2; $L = 10$ km) și Valea Plopilor, iar din dreapta pe Cărpinișul, Bădislava ($S = 28$ km^2; $L = 14$ km), Ciuteștii și Șerbăneasa, pîraie cu scurgere intermitentă.

După primirea Topologului, majoritatea afluenților Oltului veniți dinspre regiunile piemontane au cursuri intermitente, cu excepția Oltețului, deși multe dintre ele au suprafețe bazinale destul de mari. Astfel, din stînga se varsă în Olt: Ursana ($S = 29$ km^2; $L = 14$ km), Geamăna ($S = 67$ km^2; $L = 9$ km), Cugra ($S = 138$ km^2; $L = 30$ km), Cepturaru, Cunarea Mică ($S = 147$ km^2; $L = 24$ km), Teslui ($S = 81$ km^2; $L = 28$ km), Streharei ($S = 43$ km^2; $L = 12$ km), Milcovul ($S = 31$ km^2; $L = 12$ km), Oboga ($S = 33$ km^2; $L = 18$ km), Dîrjovul ($S = 167$ km^2; $L = 35$ km) și Iminogul ($S = 235$ km^2; $L = 47$ km).

Afluenții din dreapta, de pe acest sector, sînt în general mai mari, mai bine organizați, ca: Nisipoasa ($S = 61$ km^2; $L = 17$ km), Pesceana ($S = 247$ km^2; $L = 45$ km), Dîlga ($S = 89$ km^2; $L = 23$ km), Mamu ($S = 110$ km^2; $L = 25$ km), Beica ($S = 163$ km^2; $L = 49$ km), Oltișorul ($S = 203$ km^2; $L = 46$ km), Olteț ($S = 2\,474$ km^2; $L = 183{,}6$ km), Tesluiul ($S = 624$ km^2; $L = 92$ km) și Gologanul ($S = 122$ km^2; $L = 22$ km).

Olteț este colectorul principal al interfluviului Olt-Jiu. Bazinul său este îngust, puțin dezvoltat în zona Munților Cîndrelului, unde își are obîrșia (de la altitudinea de 1 600 m), dar se desfășoară pe larg în zona subcarpatică și mai ales în cea piemontană. Săpîndu-și valea în roci eruptive vechi (granodiorite), Olteț străbate sectorul montan în linie dreaptă, cu pante mari (45—50 m/km) și fără afluenți. În amonte de Polovragi, în calea lui apare un masiv calcaros de vîrstă jurasică, prin care rîul și-a tăiat impunătoarele chei de la Polovragi, și în care s-a format peștera cu

același nume. Își continuă drumul tot în linie dreaptă, traversînd cele două culoare depresionare și șirul de dealuri longitudinale subcarpatice. La Roșia, în culoarul extern, reușește să-și capteze doi afluenți mai mici, Cornățelul ($S = 34$ km²; $L = 11$ km) din dreapta și Tărîia din stînga ($S = 133$ km²; $L = 37$ km). Imediat, în aval, pătrunde deja în Piemontul Getic, în care pierde din debit, fenomen ce poate fi observat mai ales în perioada apelor mici. Astfel, debitul minim observat în 1961 la Nistorești a fost de 1,07 m³/s, la Oțeteliș, în amonte de vărsarea Cernei, 1,30 m³/s, iar la Balș chiar după aportul Cernei — abia de 0,300 m³/s (în septembrie). Panta medie a rîului pe acest sector variază în jur de 1 m/km. În aceste condiții, în sectorul piemontan rîul primește abia cîțiva afluenți mai mici, cu scurgere intermitentă ca: Obislavul, Tulburea, Săscioara, Sașa ($S = 106$ km²; $L = 30$ km) și Peșteana ($S = 92$ km²; $L = 30$ km).

La Bălcești, în Olteț se varsă cel mai mare afluent al său, care-l întovărășește chiar din zona înaltă a culmilor Căpățînei: Cerna ($S = 617$ km²; $L = 99$ km). Cu excepția Mariței ($S = 11$ km²; $L = 12$ km) și Plopului sau Recea ($S = 39$ km²; $L = 17$ km), pe care rîul îi primește în zona sa de izvoare, Cerna este lipsită de afluenți; cu Cernișoara ($S = 83$ km²; $L = 25$ km), singurul afluent montan mai de seamă, se unește la pătrunderea sa în regiunea piemontană. Tot aici primește și unele pîraie mici intermitente din dreapta, ca Igiminea și Clămana, și Drăganu din stînga.

Din zona piemontană, din dreapta, Oltețul primește încă o serie de afluenți, cum sînt: Aninoasa, Căluiul ($S = 74$ km²; $L = 15$ km), Geamartalul ($S = 425$ km²; $L = 48$ km) cu Horezul ($S = 137$ km²; $L = 29$ km), iar din stînga confluează cu Bîrluiul ($S = 133$ km²; $L = 39$ km).

Tesluiul, care se formează la limita sudică a cîmpiei piemontane, primește cîțiva afluenți mai de seamă, dar cu caracter intermitent ca: Schiaua, Vlașca ($S = 54$ km²; $L = 15$ km), Brîncoveanca ($S = 35$ km²; $L = 8$ km), Frăsinetul ($S = 84$ km²; $L = 19$ km) și Potopinul ($S = 48$ km²; $L = 20$ km) în majoritatea din Cîmpia internă.

În lunca sa largă, dezvoltată în aval de Drăgănești, Oltul suferă o abatere spre dreapta. Șiiul ($S = 352$ km²; $L = 81$ km), un curs părăsit este dovada acestui proces, el fiind instalat în lunca externă a Oltului. Acest proces este foarte recent și face parte probabil din ciclurile de pendulare est-vestică a Oltului, prin care cursul său în cuaternar a ajuns spre vest pînă la Caracal. Acest proces este semnalat de prezența teraselor precum și de lacurile de tip liman fluviatil care se înșiră la contactul teraselor (27.35 m) cu cîmpia (P. Gîștescu). Pe aceste pîraie, de altfel, se întîlnesc și lacuri de tip mostiște (56).

Procesele intense de divagare pe sectorul inferior al Oltului provoacă și în prezent o mobilitate mare a albiei, mai ales în aval de Drăgășani, precum și pe sectorul inferior al afluenților. Sînt frecvente procesele de eroziune laterale de mare amploare. Pentru combaterea acestui proces, se efectuează aproape în permanență consolidări de maluri și îndiguiri.

Suprafața irigabilă din lunca și bazinul Oltului se apreciază în jur de 200 000 ha, din care sînt amenajate în prezent în jur de 15%. Cel mai mare dintre sistemele de irigații alimentate din apele Oltului este cel de la Stoenești, care asigură irigarea unei suprafețe de 12 700 ha pe terasele

TABELUL 93

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinul hidrografic al Oltului

Riu	Punct	Distanța de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F\frac{am^1}{av}$ km²	$H_{med}\frac{am^2}{av}$ m	$I_{med}\frac{am^3}{av}$ m/km
1	2	3	4	5	6	7
Olt	Izvor	0	1280,0	—	—	—
Olt	Confl. Lunca Mare	23,2	740,0	131 183	1 138 1 088	175 170
Olt	P.h. Tomești	25,0	724,8	217	1 078	179
Olt	Confl. cu Lunca (Groapa Apei)	31,9	685,0	294 360	1 021 1 013	159 156
Olt	Confl. cu Mădăraș	33,1	684	362 426	1 011 1 034	155 164
Olt	Confl. cu Racoș	41,4	680,0	485 611	974 969	158 162
Olt	P.h. Sîncrăeni	62,7	648,0	916	935	156
Olt	Confl. cu Fișag	74,2	640,0	1 000 1 185	925 911	152 160
Olt	P.h. Tușnad	80,4	638,0	1 288	905	155
Olt	P.h. Micfalău	102,6	564,0	1 433,0	896	156
Olt	Confl. cu Valea Neagră (Riul Negru)	147,0	497,0	1 800 4 052	852 814	150 151
Valea Neagră	Izvor	0	1 280,0	—	—	—
Valea Neagră	P.h. Tinoasa	27,4	550	281	825	154
Valea Neagră	Confl. cu Cașin	31,9	547	332 812	774 806	164 170
Cașin	Izvor	0	1 000,0	—	—	—
Cașin	P.h. Ruseni	46,3	554,0	476	830	174
Cașin	Confl. cu Valea Neagră	48,4	547,0	480	828	173
Valea Neagră	Confl. cu Covasna	74,1	522,0	1 354 1 642	766 760	142 143
Covasna	Izvor	0	1 380,0	—	—	—
Covasna	P.h. Boroșneul Mare	31,5	520,0	228	760	170
Covasna	Confl. cu Valea Neagră	355	522,0	288	735	150
Valea Neagră	P.h. Reci	78,6	513,0	1 646	760	143
Valea Neagră	Confl. cu Tîrlung	99,3	492,0	1 779 2 236	747 784	136 151
Tîrlung	Izvor	0	1 440,0	—	—	—
Tîrlung	P.h. Săcele	28,5	698,0	190	1 146	251
Tîrlung	P.h. Satulung	29,5	693,0	192	1 146	251

[1] Suprafața bazinului de recepție $\frac{amonte}{aval}$ de confluență.

[2] Altitudinea medie a bazinului de recepție $\frac{amonte}{aval}$ de confluență.

[3] Panta medie a bazinului de recepție $\frac{amonte}{aval}$ de confluență.

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am^1}{av\ km^2}$	$H_{med} \frac{am^2}{av\ m}$	$I_{med} \frac{am^3}{av\ m/km}$
1	2	3	4	5	6	7
Tîrlung	Confl. Valea Neagră	51,5	498,0	457	928	215
Valea Neagră	Confl. cu Olt	106,3	497,0	2 243	783	151
Olt	Confl. cu Ghimbășel	167,3	490,0	4 264	805	147
				4 698	807	150
Ghimbășel	Izvor	0	2 000,0	—	—	—
Ghimbășel	P.h. Rîșnov	19,8	628,0	118	1 022	290
Ghimbășel	Confl. cu Timiș	38,2	510,0	236	840	194
				390	856	197
Ghimbășel	Confl. Olt	49,8	490,0	434	626	180
Olt	Confl. cu Bîrsa	173,9	488	4 742	806	150
				5 279	825	161
Bîrsa	Izvor	0	1 600	—	—	—
Bîrsa	P.h. Zărnești	26,0	690	198	1 202	382
Bîrsa	Confl. Olt	68,4	488	537	997	256
Olt	Confl. cu Homorod	179,6	485	5 286	825	160
				5 597	711	157
Olt	P.h. Feldioara	179,8	484	5 608	811	157
Olt	Confl. cu Baraolt	229,9	457	6 131	799	155
				6 337	808	158
Baraolt	Izvor	0	1 250	—	—	—
Baraolt	P.h. Căpeni	28,5	463	205	1 068	156
Baraolt	Confl. cu Olt	29,8	457	206	1 068	156
Olt	Confl. cu Vîrghiș	232,9	456	6 339	809	156
				6 851	710	155
Vîrghiș	Izvor	0	840	—	—	—
Vîrghiș	P.h. Vîrghiș	28,5	495	203	863	173
Vîrghiș	Confl. cu Olt	40,1	456	512	822	147
Olt	P.h. Hoghiz	269,6	442	7 073	805	155
Olt	Confl. cu Homorodul Mare	273,2	437	7 088	804	154
				7 961	774	147
Homorodul Mare	Izvor	0	1 320	—	—	—
Homorodul Mare	P.h. Sînpaul	26,7	481	160	733	140
Homorodul Mare	Confl. cu Homorodul Mic	48,6	449	335	301	99
				576	502	100
Homorodul Mic	Izvor	0	1 700	—	—	—
Homorodul Mic	P.h. Homorod	55,5	449	240	778	101
Homorodul Mic	Confl. cu Homorodul Mare	56,7	448	241	778	101
Homorodul	Confl. cu Olt	56,7	437	837	526	90
Olt	Confl. cu Șinca	302,9	428	8 430	764	145
				4 782	744	148
Șinca	Izvor	0	870	—	—	—
Șinca	P.h. Șercaia	40,3	430	349	750	220
Șinca	Confl. cu Olt	42,6	428	352	748	218

BCU IAȘI FILIALA UNIVERSITARĂ

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am^1}{av}$ km²	$H_{med} \frac{am^2}{av}$ m	$I_{med} \frac{am^3}{av}$ m/km
1	2	3	4	5	6	7
Olt	Confl. cu Sebeș	316,8	423	8 952 9 067	740 732	145 146
Sebeș	Izvor	0	2 000	—	—	—
Sebeș	P.h. Rîușor	31,8	425	89	1 061	289
Sebeș	Confl. cu Olt	34,5	423	115	1 323	230
Olt	P.h. Făgăraș	321,0	421	9085	731	146
Olt	Confl. cu Breaza	341,0	412,0	9 535 9 608	729 732	146 146
Breaza	Izvor	0	2 080	—	—	—
Breaza	P.h. Breaza	13	778	50	1 420	348
Breaza	P.h. Voila	27,3	420	70	1 303	333
Breaza	Confl. cu Olt	30,0	412	73	1 266	321
Olt	Confl. cu Viștea Mare	351,8	408,0	9 782 9 824	730 735	146 146
Viștea Mare	Izvor	0	1 750	—	—	—
Viștea Mare	P.h. Viștea de Sus	7,3	733,5	13	1 494	532
Viștea Mare	Confl. cu Olt	22,5	408,0	42	1 858	337
Olt	Confl. cu Ucea	358,1	403,0	9 874 9 913	734 735	146 146
Ucea	Izvor	0	1 920,0	—	—	—
Ucea	P.h. Ucea	8,5	733,0	13	1 518	551
Ucea	Confl. cu Olt	21,9	403,0	39	1 146	253
Olt	Confl. cu Arpașul Mare	360,7	400,2	9 954 10 042	734 737	146 147
Olt	Confl. cu Bîlea	368,4	390,0	10 318 10 419	740 742	147 148
Bîlea	Izvor	0	1 780,0	—	—	—
Bîlea	P.h. Cîrțișoara	14,1	501,0	60	1 263	407
Bîlea	Confl. cu Olt	22,5	390,0	101	960	283
Olt	P.h. Brad	390,6	370,0	10 665	740	145
Olt	P.h. Sebeș Olt	399,8	364,0	10 816	740	146
Olt	Confl. cu Cibin	402,3	360	10 876 13 114	741 736	147 147
Cibin	Izvor	0	1 920,0	—	—	—
Cibin	P.h. Gura Rîului	29,1	448,0	171	1 326	375
Cibin	P.h. Sibiu	51,6	403,0	506	943	219
Cibin	Confl. cu Hîrtibaciu	66,5	388,0	830 1 871	806 640	179 126
Hîrtibaciu	Izvor	0	600,0	—	—	—
Hîrtibaciu	P.h. Cornățel	74,7	402,0	961	512	83
Hîrtibaciu	Confl. cu Cibin	88,2	388,0	1 031	509	84
Cibin	Confl. cu Sadu	76,4	362,0	1 921 2 203	636 714	125 147
Sadu	Izvor	0	1 940,0	—	—	—
Sadu	P.h. Dudaș-Tunel	13,3	1 050,0	72	1 550	285
Sadu	P.h. Sădurel	19,8	760,0	158	1 502	272

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanţa de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am^1}{av\ km^2}$	$H_{med} \frac{am^2}{av\ m}$	$I_{med} \frac{am^3}{av\ m/km}$
1	2	3	4	5	6	7
Sadu	P.h. Sadu	38,0	435,0	262	1 300	291
Sadu	Confl. cu Cibin	45,0	365,0	282	1 218	288
Cibin	P.h. Tălmaciu	76,4	364,0	2 210	714	147
Cibin	Confl. Olt	80,3	360,0	2 237	714	147
Olt	Confl. cu Lotrioara	414,8	350,0	13 181	736	148
				13 301	740	150
Lotrioara	Izvor	0	1 600,0	—	—	—
Lotrioara	P.h. Gura Prejbei	15,4	461,0	95	1 292	339
Lotrioara	Confl. cu Olt	21,9	350,0	120	1 263	328
Olt	P.h. Ciineni	424,1	335,0	13 455	745	152
Olt	Confl. cu Lotru	447,0	298,0	13 909	750	157
				14 933	793	168
Lotru	Izvor	0	1 830,0	—	—	—
Lotru	P.h. Voineasa	42,3	599,0	340	1 560	292
Lotru	Confl. cu Voineşiţa	44,4	787,0	349	1 544	293
				434	1 511	307
Voineşiţa	Izvor	0	1 450,0	—	—	—
Voineşiţa	P.h. Pichet	14,1	596,0	85	1 374	367
Voineşiţa	Confl. cu Lotru	14,1	587,0	85	1 374	367
Lotru	P.h. Gura Latoriţei	50,3	501	468	1 470	285
Lotru	Confl. cu Latoriţa	50,7	500	469	1 470	285
				670	1 491	278
Latoriţa	Izvor	0	1 750	—	—	—
Latoriţa	P.h. Ciungetu	23,4	550	152	1 571	239
Latoriţa	P.h. Grebla	28,1	509	200	1 338	265
Latoriţa	Confl. cu Lotru	29,1	500	201	1 538	265
Lotru	P.h. Gura Vasilatului	71,1	390	999	1 391	327
Lotru	Confl. cu Olt	76,6	298	1 024	1 374	327
Olt	P.h. Rm. Vîlcea	482,3	232	15 336	788	170
Olt	Confl. cu Bistriţa	502,8	200	15 951	781	170
				16 333	782	171
Bistriţa	Izvor	0	1 880	—	—	—
Bistriţa	P.h. Frînceşti	36,3	300	238	997	234
Bistriţa	Confl. cu Olt	41,7	200	384	825	217
Olt	Confl. cu Topolog	507	176	16 360	781	171
				16 907	781	172
Topolog	Izvor	0	1 880	—	—	—
Topolog	P.h. Capul Bulzului	27,3	645	204	1 235	257
Topolog	P.h. Sălătruc	29,7	602	221	1 227	256
Topolog	P.h. Milcoiu	61,5	303	442	879	214
Topolog	Confl. cu Olt	83,7	176	547	779	196
Olt	Confl. cu Luncavăţ	508,6	174	16 900	781	172
				17 199	781	172
Olt	P.h. Drăgăşani	541,0	140	17 798	763	169

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanţa de la izvor (km)	Altitudinea punctului (m)	Bazinul hidrografic		
				$F \frac{am^1}{av\ km^2}$	$H_{med} \frac{am^2}{av\ m}$	$I_{med} \frac{am^3}{av\ m/km}$
1	2	3	4	5	6	7
Olt	Confl. cu Peşteana	544,6	138	17 828 18 072	762 756	168 167
Olt	P.h. Slatina	575,5	105	18 842	735	161
Olt	Confl. cu Olteţ	609,4	75	13 393 21 867	719 680	157 149
Olteţu	Izvor	0	1 600	—	—	—
Olteţu	P.h. Nistoreşti	19,5	359	122	1 403	242
Olteţu	P.h. Oteteliş	94,0	181	715	522	140
Olteţu	P.h. Balş	137,7	117	2 131	414	97
Olteţu	Confl. cu Olt	183,6	75	2 474	379	86
Olt	Confl. cu Teslui	624,6	61	22 170 22 794	673 659	147 144
Teslui	Izvor	0	250	—	—	—
Teslui	P.h. Reşca	80,3	70	542	170,5	224
Teslui	Confl. cu Olt	92,0	64	624	162	204
Olt	P.h. Stoeneşti	627,6	63	22 803	659	144
Olt	P.h. Izbiceni	672,3	33	24 202	626	136
Olt	Confl. cu Dunărea	698,8	21	24 300	624	135

din dreapta Oltului, la sud de Caracal. El a fost terminat în 1968 şi distribuie în timpul funcţionării maximale un debit de 10 m³/s din priza aflată la vărsarea Gologanului în Olt, la Stoeneşti.

În bazinul Oltului, pînă în prezent, au funcţionat 142 de posturi hidrometrice, care au acoperit conform principiilor reprezentativităţii fizico-geografice tot bazinul Oltului. Multe dintre ele au fost desfiinţate însă din cauza amplasării locale, necorespunzătoare. După îndelungate experienţe în prezent s-au menţinut 77 posturi, care fac observaţii multiple.

Norma scurgerii s-a stabilit la 38 de posturi (v. tabelul 94 şi fig. 130), cu ajutorul cărora a fost conturată repartiţia teritorială a scurgerii medii şi a altor elemente ale bilanţului hidrologic.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor din Bazinul Oltului. Diversitatea unităţilor de relief din bazinul Oltului se reflectă fidel şi în repartiţia teritorială a elementelor regimului hidrologic. Astfel, de exemplu, izolarea foarte accentuată a bazinelor Oltului superior faţă de circulaţia atmosferică generală, precum şi frecventele procese föhnale din cadrul lor duce la căderea unei cantităţi reduse de precipitaţii. Este remarcabil, de exemplu, că în cuprinsul bazinului Oltului superior (în aval de Vîrghiş), cantitatea medie a precipitaţiilor abia atinge 683 mm şi scurgerea medie

169 mm, deşi altitudinea medie a bazinului Oltului este de 810 m. În bazinele intercarpatice ale Ciucurilor şi Trei Scaune, situaţia este şi mai evidentă (v. tabelul 93). La nivelul fundului acestor depresiuni, cantitea medie a precipitaţiilor scade sub 600 mm, scurgerea fiind totodată sub 100 mm (v. fig. 19, 21). Umezire mai abundentă se observă pe versanţii estici ai munţilor înconjurători, cum este, de exemplu, bazinul Tîrlungului, Covasnei etc.

În Depresiunea Făgăraşului, atît precipitaţiile cît şi scurgerea medie prezintă o creştere treptată spre vest, mai ales pe versanţii nordici ai Făgăraşului, unde în cadrul bazinelor Brezei, Viştei, Arpăşelului, Bîlei s-a observat, de exemplu, o scurgere medie de peste 1 000—1 200 mm (v. tabelul 94), ceea ce presupune cantităţi medii de precipitaţii de peste 1 300—1 400 mm. Umezirea este cea mai redusă în bazinele Cibinului, Sadului şi ceva mai mare în bazinul Latoriţei şi Lotrului. În urma influenţei acestor regiuni mai puternic umezite din sectorul Oltului mijlociu şi din zona defileului, valorile medii ale precipitaţiilor şi ale scurgerii pe bazinul rîului cresc vertiginos. La postul Rîmnicul Vîlcea, unde altitudinea medie a bazinului hidrografic este mai mică cu 22 m decît în cazul Oltului superior, precipitaţiile medii ating 758 mm, iar scurgerea medie 242 mm (+73 mm!).

În cuprinsul Oltului inferior, datorită prezenţei zonei piemontane cu pierderi esenţiale prin infiltraţii, precipitaţiile sînt destul de reduse şi evapotranspiraţia mare, scurgerea medie înregistrînd o scădere spre cîmpie sub 30 mm, iar precipitaţiile sub 550—600 mm. Prin urmare şi valorile elementelor de aport ale bilanţului hidrologic pînă la vărsare prezintă o descreştere treptată.

Menţionăm că în privinţa abundenţei scurgerii, Oltul depăşeşte toate rîurile mari din ţara noastră, pretîndu-se la o serie de amenajări, mai ales pe sectorul său inferior, unde deficitul de apă şi posibilităţile de irigaţie sînt cele mai mari. Totodată, potenţialul tehnic de amenajare energetică atinge 5 Twh/an, ceea ce îl situează pe locul al doilea, după Siret, în cadrul sistemelor fluviatile interioare ale ţării noastre.

În privinţa **repartiţiei scurgerii în timpul anului** se observă, de asemenea, o varietate destul de mare. Astfel, Oltul superior şi afluenţii săi aparţin tipului de regim *carpatic* (*oriental*) *transilvan*, deosebit de apropiat de cel oriental moldav, cu debite medii lunare cele mai ridicate în aprilie. În aval însă, toţi afluenţii montani (cei din nordul Făgăraşului—Cibinul, Lotrul, Topologul, Olteţul în partea superioară) îi imprimă caracterul de regim *carpatic meridional*. Afluenţi primiţi dinspre Podişul Transilvaniei (pericarpatic transilvan) nu influenţează vizibil regimul Oltului în schimb tipul de regim *pericarpatic sudic* contribuie la ridicarea scurgerii Oltului în perioada de iarnă şi la începutul primăverii. În consecinţă, între Făgăraş şi Sebeş-Olt, se observă în lungul cursului transformarea tipului de regim carpatic transilvan în cel carpatic meridional, caracter pe care Oltul şi-l menţine pînă la vărsarea sa în Dunăre, avînd abundenţa cea mai mare a scurgerii în luna mai. Aceasta, de altfel, reiese şi din tabelul 95.

Trebuie să menţionăm în mod special influenţa deosebit de puternică pe care o are asupra acestor transformări topirea rezervelor de zăpadă, care se acumulează anual în zonele înalte ale Munţilor Făgăraş şi în masivele Parîng-Sebeş. Topirea acestor rezerve se prelungeşte pînă în luna

TABELUL 94

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor din bazinul Olt (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S_{baz} (km²)	H_{med} (m)	Q_0 (m³/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Observații
Olt	Tomești	217	1 078	1,25	675	192	483	65	
Olt	Sîncrăeni	916	935	4,76	660	164	496	64	
Olt	Micfalău	1 433	896	7,95	673	175	498	64	
V. Neagră	Tinoasa	281	825	1,22	639	137	502	42	
Cașin	Ruseni	476	830	1,81	625	120	505	36	
Covasna	Boroșneul Mare	228	760	1,16	650	150	500	48	
V. Neagră	Reci	1 646	760	6,26	630	120	510	43	
Tîrlung	Săcele	190	1 146	2,36	850	392	458	120	
Ghimbășel	Rîșnov	118	1 022	1,80	980	481	499	148	
Bîrșa	Zărnești	198	1 202	2,95	910	468	442	138	
Olt	Feldioara	5 608	811	32,2	695	180	515	61	
Virghiș	Virghiș	203	863	1,76	779	273	506	80	
Olt	Hoghiz	7 073	805	39,0	683	174	509	60	
Homorodul Mare	Sînpaul	160	733	0,96	723	189	534	57	
Homorodul Mic	Homorod	240	778	1,26	707	167	540	50	
Șinca	Șercaia	349	750	2,94	780	264	516	85	
Olt	Făgăraș	9 085	731	50,4	689	175	514	60	
Bilea	Cîrțișoara	60	1 263	1,92	1 430	1 005	425	345	
Olt	Sebeș-Olt	10 816	740	69,4	718	202	516	67	
Cibin	Gura Riului	171	1 326	2,81	980	518	462	185	
Cibin	Sibiu	506	943	4,18	766	261	505	85	
Hîrtibaciu	Cornățel	961	512	2,45	645	80	565	18	
Sadu	Sadu II	222	1 475	3,84	950	546	404	—	
Cibin	Tălmaciu	2 232	714	13,2	700	186	514	—	
Lotrioara	GuraPrejbii	95	1 292	2,51	1 290	832	458	245	
Lotru	Voineasa	340	1 560	6,45	990	599	391	186	
Lotru	Gura Latoriței	468	1 470	8,95	994	602	392	180	
Latorița	Ciunget	152	1 571	3,16	1 040	655	385	186	
Lotru	GuraVasilatului	999	1 391	18,4	1 020	580	440	180	
Olt	Rîmnicul Vîlcea	15 336	788	117	748	241	507	79	
Bistrița	Frînceşti	238	997	3,79	1 000	501	499	155	
Topolog	Sălătruc	221	1 224	3,60	975	513	462	154	
Topolog	Milcoiu	442	879	4,96	877	354	523	110	
Olt	Slatina	18 842	735	142	750	237	513	78	
Olteț	Nistorești	122	1 403	2,62	1 080	675	405	200	
Olteț	Oteteliș	715	522	5,47	782	241	541	69	
Olteț	Balș	2 131	414	12,8	714	189	526	55	
Teslui	Reșca	542	170	1,43	576	83	493	17	

iunie, atingînd intensitatea maximă în luna mai. Totodată, pe versantul sudic, și în lunile mai-iunie pe cel nordic, petele de zăpadă duc la ridicarea scurgerii rîurilor mici de munte și în lunile iulie și chiar august. Acest fapt poate să asigure viabilitatea planului de captare, de pe flancul nordic al Munților Făgăraș, al apelor superficiale pentru alimentarea cu apă potabilă și industrială a Bucureștiului. Desigur ploile care cad în perioada caldă, avînd coeficienți mari de scurgere, contribuie în aceste regiuni de munte înalt la formarea unor rezerve mari de apă (volumul maxim lunar pe rîurile versantului nordic al Făgărașului se observă în mai-iunie !), care însă ar merita să fie acumulate în lacuri de retenție pentru a mări eficiența economică a lor.

TABELUL 95

Procentajul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele rîurilor din sistemul Oltului (1950—67)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Olt	Tomeşti	3,53	5,70	10,7	18,4	14,2	11,3	9,30	7,75	4,27	4,45	5,00	5,40	14,6	43,3	28,4	13,7	COT+COM
Olt	Sîncrăeni	4,05	7,30	10,8	18,4	14,0	10,2	9,05	6,88	4,21	4,66	5,45	5,00	16,4	43,2	26,1	14,3	COT+COM
Olt	Micfalău	4,56	7,16	11,6	19,3	13,4	9,42	7,97	6,46	4,31	4,71	5,44	5,67	17,4	44,3	23,8	14,5	COT+COM
Valea Neagră	Tinoasa	3,62	6,90	15,1	20,6	16,0	12,3	6,25	5,35	3,82	2,60	3,42	4,04	14,6	51,7	23,9	9,80	COT+COM
Covasna	Boroşneu	4,58	7,22	14,6	16,7	14,7	12,9	7,92	6,25	4,95	2,58	3,52	4,08	15,9	46,0	27,1	11,0	COT+COM
Valea Neagră	Reci	3,74	6,70	13,2	19,2	15,6	12,5	7,85	6,14	4,55	3,01	3,66	3,85	14,3	48,0	26,5	11,2	COT+COM
Olt	Feldioara	4,81	6,56	10,4	16,6	14,3	11,6	8,56	6,96	5,31	4,70	4,94	5,26	16,6	41,3	27,1	15,0	COT+COM
Baraolt	Căpeni	5,14	9,45	13,9	18,3	14,4	10,0	7,37	6,23	4,22	3,04	3,60	4,35	18,9	46,6	23,6	10,9	COT
Olt	Hoghiz	4,75	6,00	10,8	17,1	14,4	11,3	8,37	6,68	4,87	4,54	4,85	5,35	17,1	42,3	26,3	14,3	COT
Homorod	Sînpaul	5,42	9,75	18,3	16,2	13,1	7,50	5,95	5,0	2,91	3,23	5,58	7,05	22,2	47,6	18,5	11,7	PCT+COT
Şinca	Şercaia	5,55	9,56	14,5	17,7	15,0	11,0	6,76	5,10	3,38	3,04	3,76	4,66	19,8	47,2	22,8	10,2	CM+COT
Olt	Făgăraş	4,95	7,50	11,2	16,5	14,2	11,4	8,31	6,80	4,82	4,53	4,70	5,19	17,6	41,9	26,5	14,0	COT+COM +CM
Bîlea	Cîrţişoara	2,94	3,60	5,28	9,87	19,2	19,5	11,4	8,31	6,50	5,0	4,10	4,30	10,8	34,4	39,2	15,6	CM a
Olt	Sebeş-Olt	4,85	6,80	10,3	15,0	14,9	12,9	8,83	7,30	4,90	4,50	4,62	5,10	16,8	40,2	29,0	14,0	COT+COM
Cibiu	Gura Rîului	4,45	4,20	5,90	11,4	18,8	15,7	10,5	8,14	5,55	5,35	5,19	4,82	13,5	36,1	34,3	16,1	CM
Hirtibaciu	Cornăţel	5,75	11,0	17,2	14,9	14,7	11,3	6,90	6,90	2,42	2,01	3,06	3,86	20,6	46,8	25,1	7,50	PcT
Sadu	Sadu II	4,40	3,56	4,30	10,1	21,2	15,9	10,4	8,17	5,80	4,52	5,75	5,90	13,9	35,5	34,5	16,1	CMa
Lotru	Voineasa	3,62	2,97	3,58	12,3	27,1	15,8	9,00	6,56	4,49	4,46	5,15	4,97	11,5	43,0	31,4	14,1	CM
Olt	Rm. Vîlcea	4,73	6,46	9,30	15,1	16,6	13,3	8,68	6,84	4,65	4,40	4,80	5,14	16,3	41,0	28,8	13,9	MC+CT
Bistriţa	Genuneni	6,27	7,00	8,50	14,4	17,3	12,5	8,05	5,86	4,12	4,25	5,85	5,90	19,2	40,2	26,4	14,2	CM
Topolog	Sălătruc	4,67	4,70	7,30	14,8	20,7	14,5	7,55	6,20	4,21	4,16	5,35	5,86	15,2	42,8	28,3	13,7	CM
Olt	Slatina	4,91	6,70	9,45	15,1	16,3	13,3	8,50	6,40	4,64	4,40	4,90	5,40	17,0	40,9	28,2	13,9	CM+CT
Olteţ	Nistoreşti	4,82	5,40	7,32	14,3	20,8	14,6	8,26	5,55	4,15	3,79	5,36	5,65	15,9	42,4	28,4	13,3	CM
Olteţ	Balş	7,78	9,60	17,4	14,5	16,2	12,2	4,90	3,27	1,87	2,26	4,38	5,64	23,0	48,1	20,4	8,50	PcS
Teslui	Reşca	7,75	9,45	31,0	16,3	7,90	6,45	4,05	3,43	2,53	2,65	3,43	6,06	22,3	55,2	13,9	8,60	PcS

COT — Carpatic oriental transilvan; COM — Carpatic oriental moldav; a — Variantă alpină inf.; CM — Carpatic meridional; PcT — Pericarpatic transilvan; PcS. — Pericarpatic sudic.

O stabilitate deosebit de mare a scurgerii de iarnă se observă în cursul superior al Oltului, unde iarna este un fenomen caracteristic, dominînd masele de aer continentale reci cu vînturi care pătrund mai ales în bazinul Trei-Scaune (Nemira). Prin urmare, scurgerea de iarnă pe Olt are pondere redusă (14—19%). Se observă pretutindeni dominarea scurgerii de primăvară (37—39% pe Olt şi pînă la 44% pe Topolog, Olteţ), însă mai ales în cazul tipului carpatic meridional şi scurgerea de vară este ridicată (26—36%). Ponderea scurgerii de toamnă variază între limitele obişnuite pe teritoriul ţării noastre (12—20% — vezi tabelul 95).

Scurgerea şi debitele maxime. Aceste fenomene nu au valori deosebit de ridicate în lungul Oltului, ele fiind explicate, printre alte cauze, în primul rînd de faptul că în sudul Podişului Transilvaniei intensitatea precipitaţiilor şi a cantităţilor căzute în decurs de 24 ore nu sînt atît de ridicate ca în alte regiuni. În al doilea rînd, forma alungită a bazinului a cărui lăţime medie, calculată după lungimea reală a cursului de apă, este de abia 35 km şi reprezintă 1/20-ea parte din lungim asigură o adunare treptată a apelor în timpul formării viiturilor pe afluenţi. Totodată, Carpaţii împart transversal bazinul său în două arii mari, sep rate, ceea ce reduce posibilitatea formării unor precipitaţii uniform de abundente în întregul cuprins al lui.

Viituri deosebit de ridicate s-au produs în 1932, 1933, 1941, 1948, 1955, 1956 şi 1970. Debitele lor specifice maxime au fost însă mult mai reduse decît în alte părţi ale ţării, în cazul bazinelor mai mari de recepţie, rămînînd mult sub 100 l/s/km². În ceea ce priveşte repartiţia teritorială a abundenţei viiturilor şi a scurgerii maxime, aceasta este mult mai ridicată în partea sudică a bazinului decît în partea nordică. Nu avem încă o imagine suficient de completă asupra scurgerii maxime a rîurilor de pe versantul nordic al Făgăraşului, însă sîntem convinşi că acolo se formează, mai ales în timpul topirii zăpezilor şi a ploilor, debite maxime specifice foarte mari. Intensitatea deosebită a ploilor de pe versantul sudic provoacă, de asemenea, viituri intense cu debite maxime specifice mari (de exemplu Olteţ-Nistoreşti din tabelul 96, sau chiar Teslui-Reşca în comparaţie cu Rîul Negru!)

TABELUL 96

Debitele şi scurgerea maximă pe rîurile din bazinul Oltului

Rîul	Post	Debite maxime (m³/s) cu asig.				Scurgere maximă asig. 1% (l/s/km²)
		1%	3%	5%	10%	
Olt	Sîncrăieni	170	120	110	90	186
Olt	Micfalău	310	220	190	150	216
Valea Neagră	Reci	280	195	160	125	170
Olt	Feldioara	460	365	320	270	82
Vîrghiş	Vîrghiş	160	120	100	80	788
Şercaia	Şercaia	210	160	140	110	602
Olt	Făgăraş	905	700	630	520	100
Olt	Sebeş-Olt	1 210	930	800	660	112
Hîrtibaciu	Cornăţel	290	210	180	140	302
Cibin	Tălmaciu	450	320	300	250	202
Olt	Rm. Vîlcea	2 600	1 840	1 410	1 000	169
Olteţ	Nistoreşti	210	150	130	90	1 720
Teslui	Reşca	320	330	230	190	590

În funcție de scurgerea maximă și parametrul $\frac{Hm}{\sqrt{F}}$, C. Mociorniță separă trei raioane caracteristice oglindite în observațiile anterioare.

În cursul superior al Oltului, viiturile cu debitele cele mai mari se formează din ploi, iar pe versantul nordic al Munților Făgăraș din zăpezi și ploi, (proveniență mixtă). Ca valori record domină totuși maximele pluviale.

Scurgerea și debitele minime oglindesc diferențele existente între condițiile climatice de la nord și cele de la sud de Carpații Meridionali. Între altele, din cauza temperaturilor scăzute în anotimpul rece, pe cursul superior și mijlociu al Oltului, scurgerea medie lunară cea mai redusă se observă în perioada iernii, în timp ce la sud de Carpați, cu excepția zonei montane înalte, debitele cele mai mici și secarea rîurilor sînt fenomene tipice anotimpurilor de vară și toamnă. Iarna, în sectorul inferior, sînt alimentate din topiri și apele freatice care, la rîndul lor, alimentează rîurile. În ceea ce privește debitele minime zilnice, acestea se observă pe tot cuprinsul bazinului în timpul iernii, cînd domină anticiclonul din estul Europei. Această situație creează posibilitatea instalării unor perioade lungi de îngheț. Debitele minime zilnice reprezintă 50—70% din valorile celor observate vara în partea nordică a bazinului, și 0,75—0,85% la sud pe Olt.

Scurgerea minimă specifică lunară cu asigurarea de 95% variază între 1 și 2 l/s/km² pe Oltul superior, între 0,70 și 0,80 l/s/km² pe Rîul Negru și 0,1—0,2 l/t/km² pe Hîrtibaciu.

Valoarea cea mai ridicată a scurgerii minime este înregistrată în regiunile înalte din nordul Depresiunii Făgărașului, în bazinele Lotru-Cibin și pe cursurile superioare ale Topologului și Oltețului unde atinge 7—10 l/s/km².

În regiunile piemontane, după cum s-a mai subliniat, din cauza infiltrațiilor puternice în pietrișurile și nisipurile villafranchiene toate rîurile autohtone seacă vara și în multe cazuri chiar și iarna. Această secare este înlesnită și de pătura de loess și solurile mai puțin permeabile care îngreunează alimentarea apelor freatice de pe interfluvii, majoritatea infiltrațiilor producîndu-se astfel din rîurile locale și cele alohtone. Secarea rîurilor se observă în general pe suprafețe bazinale sub 300 km². O situație interesantă se remarcă în cazul Tesluiului care deși se află în zona secării rîurilor, are debitul permanent în cursul său inferior. Aceasta se explică mai ales prin faptul că linia cursului său urmărește contactul dintre cîmpia piemontană și cîmpia propriu-zisă, primind numeroase izvoare dinspre Piemontul Getic. Debitul minim al Tesluiului la Rețca este destul de ridicat tocmai din acest motiv (minima zilnică 50—60 l/s), ceea ce are importanță pentru alimentarea locală și autoepurarea apelor. La fel, în aval de Rm. Vîlcea crește rapid debitul specific minim al Oltului (v. tabelul 9 7), ceea ce este un indiciu prețios al efilărilor dinspre piemont spre valea largă a rîului.

Temperatura apelor. Pe baza observațiilor sistematice se poate stabili că în partea nordică a bazinului apele rîurilor sînt în general mult mai reci decît cele din sud. Cu excepția Podișului Hîrtibaciului, temperaturi medii decadale de peste 20°C se observă numai în decursul unei singure decade sau maximum două decade pentru partea transilvană a bazinului Oltu-

lui, în timp ce în partea sudică numărul lor este în jur de 1—2 în zona subcarpatică şi 5—6 în cîmpie. Există un mare contrast şi în ceea ce priveşte categoriile termice mai coborîte. Astfel, de exemplu, în regiunile înalte media decadală de 10—20°C are o frecvenţă anuală de 6 pînă la 8 ori, ajungînd în cîmpie la 18. Regimul termic al Oltului din perioada caldă este influenţat de temperatura regiunilor înconjurătoare (v. fig. 130 grafice cu medii decadale).

Fenomenele de îngheţ. Aceste fenomene sînt cele mai stabile în cursul superior al Oltului unde se află, de altfel, şi „polul frigului" românesc. În depresiunile Ciucului şi Braşovului se instalează iarna mase de aer reci, care se menţin mai multe luni. Fronturile de aer cald provoacă, de obicei, în timpul iernii inversiuni de temperatură, care rareori produc încălziri generale şi ca o consecinţă, topiri mai importante.

Data medie a apariţiei fenomenelor de îngheţ corespunde, în general, cu ultima decadă a lunii noiembrie în cazul Oltului superior şi a cursurilor superioare ale Lotrului—Sadului—Cibin, şi cu prima decadă a lunii decembrie în cazul rîurilor din Depresiunea Bîrsei, Podişul Transilvaniei, cursurile inferioare ale Cibinului—Lotrului şi cel superior al Olteţului. Apariţia fenomenelor de îngheţ în regiunea muntoasă este mult mai tîrzie. Astfel, în *Munţii Făgăraş*, datorită vitezelor mari ale cursurilor de apă, ea corespunde cu decada a treia a lunii decembrie. Tot în această etapă se observă instalarea fenomenelor de îngheţ şi pe cursul inferior al Oltului.

Zonalitatea datei de *apariţie a podului de gheaţă* are acelaşi mers, existînd un decalaj de una sau două decade faţă de datele apariţiei fenomenelor de îngheţ. Durata podului de gheaţă este de 50—70 de zile în cazul Oltului, Lotrului şi Sadului superior, 30—50 de zile pentru rîurile din Podişul Transilvaniei şi 10—30 de zile pentru cele din zona piemontană şi de cîmpie. Aceste ultime valori sînt caracteristice între altele şi pentru rîurile de pe versantul nordic al Făgăraşului, unde însă există mai multe sectoare (necartate încă) şi fără pod de gheaţă.

Dispariţia fenomenelor de îngheţ este, de asemenea, eşalonată. Astfel, ele dispar mai timpuriu în a doua decadă a lunii februarie în Munţii Făgăraş (exceptînd gheaţa de pe lacurile alpine) şi în zona piemontană sudică, a treia decadă din februarie în regiunile de cîmpie, Podişul Transilvaniei, Ţara Bîrsei şi Depresiunea Sibiu (prima decadă din martie) şi în cea de de a doua decadă din martie în restul depresiunilor Oltului superior şi bazinul Lotrului. Frecvenţa fenomenelor de îngheţ nu se poate stabili cu exactitate din cauza perioadei scurte în care au fost făcute observaţiile (1952—1962), deşi se conturează totuşi o zonă a Oltului superior cu frecvenţa de 100%, Baraolt-Homoroade cu 80—90%, iar în sud de 30—50%. O varietate în această privinţă se observă în cazul rîurilor de pe versantul nordic al Munţilor Făgăraşului, unde în timpul iernii atît pantele rîurilor, cît şi debitele şi alimentare din apele subterane sînt foarte variabile pe teritoriu. O instabilitate a fenomenelor de îngheţ de care trebuie să se ţină seamă, se observă şi în regiunile piemontane sudice (300—600 m altitue dine), cu repetate inversiuni termice de iarnă, care duc la topiri mai frecvente decît în cîmpie

Scurgerea solidă oglindeşte şi ea contrastul existent între partea nordică şi sudică a bazinului. Viiturile mai puţin intense din partea nordică, gradul mai mare de împădurire al bazinelor de recepţie, determină procese

TABELUL 97

Debitele şi scurgerea minimă pe riurile din bazinul riului Olt

Rîul	Post	Debite minime lunare; perioada rece		Debite minime lunare; perioada caldă		Anul	Qmin (m³/s) zi (95%) (perioada caldă)
		Qmin. (m³/s)	Luna-anul	Qmin. (m³/s)	Luna-anul	qmin (95%) (l/s.km²)	
Olt	Tomeşti	0,14	I.1964	0,28	VII.1950	0,64	0,10
Olt	Sîncrăieni	0,58	I.1954	0,75	IX.1961	0,63	0,30
Olt	Micfalău	1,26	I.1964	1,66	VII.1950	0,88	0,70
V. Neagră	Tinoasa	0,03	II.1954	0,06	IX.1963	0,11	0,02
Caşin	Ruseni	0,04	II.1954	0,18	X.1963	0,84	0,03
Covasna	Boroşneul Mare	0,05	I.1964	0,07	X.1963	0,17	0,02
V. Neagră	Reci	0,15	II.1954	0,70	IX.1953	0,10	0,12
Tîrlung	Satulung	0,42	II.1964	0,64	X.1963	0,52	—
Ghimbăşel	Rîşnov	0,26	I.1954	0,72	XI.1963	2,20	0,23
Bîrsa	Zărneşti	0,63	I.1964	0,94	XI .1963	3,20	0,52
Olt	Feldioara	8,10	I.1964	9,46	X.1963	1,44	6,00
Boraolt	Căpeni	0,09	II.1964	0,11	IX.1961	0,44	—
Vîrghiş	Vîrghiş	0,20	I.1964	0,19	IX.1963	0,93	—
Olt	Hoghiz	7,52	II.1964	11,3	X.1963	1,07	6,80
Homorod	Sînpaul	0,10	II.1964	0,05	IX.1963	0,33	0,008
Şinca	Şercaia	0,37	XII.1953	0,27	IX .1963	0,78	0,25
Olt	Făgăraş	11,4	I.1963	14,5	X.1963	1,26	9,10
Bîlea	Cîrţişoara	0,14	II.1945	0,22	XI.1950	2,32	0,13

Olt	Sebeş-Olt	13,7	I.1964	16,9	X.1963	1,26	11,8
Cibin	Gura Riului	0,34	II.1954	0,70	IX.1950	1,98	0,34
Cibin	Sibiu	0,93	I.1964	0,80	IX.1950	1,58	0,45
Hîrtibaciu	Agnita	0,03	I.1964	0,03	VIII.X.1965	0,11	—
Hîrtibaciu	Cornăţel	0,01	I.1954	0,11	IX.1950,53	0,01	0,01
Sadu	Sadu II	0,82	II.1964	0,98	IX.1950	3,07	0,52
Cibin	Tălmaciu	2,50	I.1952	1,14	IX.1950	0,59	1,02
Lotrioara	Gura Prejbii	0,62	I.1952	0,62	IX.1950	6,5	—
Lotru	Voineasa	1,04	II.1964	1,42	IX.1950	3,05	0,500
Lotru	Gura Lotriţei	1,54	VI.1954	1,60	IX.1950	3,28	1,08
Lotoriţa	Ciunget	0,10	II.1954	0,45	IX.1950	0,66	—
Lotru	Gura Vasilatului	3,84	I.1964	3,98	IX.1950	3,84	—
Olt	Rîmnicul Vîlcea	19,2	I.1964	27,7	IX.1963	1,25	19,5
Bistriţa	Frinceşti	0,88	I.1964	0,70	IX.1961	2,92	—
Topolog	Sălătruc	0,63	I,II.1964	0,77	IX.1961	2,85	—
Topolog	Milcovu	0,28	I.1954	0,70	IX.1961	1,31	—
Olt	Slatina	29,6	I.1964	40,2	IX.1963	1,56	24,0
Olteţ	Nistoreşti	0,71	XII,1957	0,31	X.1965	2,55	0,250
Olteţ	Oteteliş	1,06	I.1964	0,52	IX.1965	0,71	0,384
Olteţ	Balş	0,65	I.1954	0,61	X.1958	0,29	0,158
Teslui	Reşca	0,13	I.1954	0,12	VIII.1962	0,22	0,050
Olt	Stoeneşti	33,2	I.1964	35,7	IX.1963	1,45	24,5

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 130. Diagramele datelor caracteristice ale fenomenelor de îngheț din bazinul Olt (I. Ujvári).

de versant mai lente decît în partea sudică, subcarpatică și piemontană cu procese foarte puternice de eroziune. În ansamblu, pe Oltul superior și Oltul mijlociu sînt caracteristice valorile de turbiditate de 300—500 g/m³ și eroziunea specifică sub 0,5 t/ha/an, în timp ce în sud, mai ales în zona subcarpatică, turbiditatea se ridică la 1 000—10 000 g/m³ în medie (40), iar eroziunea specifică la 5—10 t/ha/an. În toată extensiunea Pie-

montului Getic, dar mai ales în Piemontul Cotmeana sînt frecvenţi chiar şi torenţii pietroşi şi parţial noroioşi-nisipoşi care deseori duc la ravagii puternice.

Valorile caracteristice ale turbidităţii şi eroziunii specifice sînt prezentate în tabelul 98. Din date reiese că turbiditatea apei este deosebit de redusă în cazul rîurilor din nordul Făgăraşului şi din bazinul Lotrului. În ambele situaţii, eroziunea se produce în condiţiile rocilor foarte rezistente la eroziune.

Acceptînd o turbiditate de 1 300 g/m³ la vărsarea Oltului şi debitul mediu al apei de 180 m³/s, reiese că debitul solid mediu al Oltului este de 234 kg/s sau 7 154 000 t/an. Transformat în volum de sol, această cantitate de aluviuni reprezintă 4 950 000 m³. Eroziunea medie specifică este de 2,14 t/ha/an, iar stratul scurgerii solide anuale reprezintă 0,175 mm/an. Cantitatea de aluviuni transportată de rîu în cursul său inferior este redată în tabelul 99 unde apar sugestiv datele comparative privitoare la scurgerea lichidă şi solidă în amonte şi în aval de Rîmnicul Vîlcea.

TABELUL 98

Turbiditatea şi scurgerea medie solidă a rîurilor din bazinul Oltului (282)

Rîul	Post	Q_{med} (m³/s)	R (kg/s)	r (t/ha/an)	q (g/m³)
Olt	Tomeşti	1,30	0,25	0,36	190
Olt	Micfalău	8,30	0,70	0,15	85
Caşin	Ruseni	1,94	0,76	0,50	390
Covasna	Boroşneul Mare	1,24	0,45	0,62	360
V. Neagră	Reci	6,70	1,70	0,33	255
Olt	Feldioara	34,0	7,85	0,44	230
Ghimbăşel	Rîşnov	1,95	0,195	0,52	100
Olt	Făgăraş	52,7	12,0	0,42	230
Breaza	Breaza	1,80	0,05	0,33	28
Bîlea	Cîrţişoara	2,00	0,05	0,26	25
Olt	Sebeş Olt	72,6	16,4	0,48	225
Cibin	Sibiu	4,14	0,90	0,56	220
Hîrtibaciu	Cornăţel	2,61	1,15	0,38	440
Cibin	Tălmaciu	13,2	2,90	0,47	220
Lotru	Voineasa	6,55	0,40	0,37	61
Lotru	Gura Latoriţei	8,87	0,70	0,47	79
Latoriţa	Grebla	5,40	0,28	0,44	52
Olt	Rm. Vîlcea	119	36,7	0,75	310
Olt	Slatina	148	141	2,36	950
Olteţ	Nistoreşti	2,62	0,37	0,96	140
Olteţ	Oteteliş	5,45	16,1	7,10	2 950
Olteţ	Balş	13,0	57,0	8,58	4 380
Olt	Izbiceni	180	234	3,05	1 300

Particularităţile hidrochimice. Chimismul rîurilor din bazinul Oltului este determinat de structura geochimică a zonelor de izvor şi de formele de relief. În general predomină apele carbonatate din grupa calciului, Oltul avînd la vărsare o mineralizare medie de 320 mg/l.

TABELUL 99

Date comparative cu privire la transportul solid pe Oltul superior, mijlociu şi Oltul inferior (în amonte şi în aval de Rîmnicul-Vîlcea (1952—1967)

Sector	Volumul scurgerii lichide (mil. m³)	ρ (g/m³)	R (kg/s)	r (T/ha/an)	Volumul scurgerii solide (mil. m³)
Amonte de Rm. Vîlcea	3 770	310	36,7	0,75	0,77
Între Rm. Vîlcea şi vărsarea Oltului	1 930	3 100	197,3	4,61	4,2

În diferitele regiuni ale bazinului hidrografic există ape în care predomină ionii de clorură de sodiu, mai ales în cele din bazinul Homoroadelor şi din zona subcarpatică externă şi există multe rîuri de munte în care predomină ionii de sulfaţi, în prezenţa scoarţei de alterare puternic sulfatată din descompunerea piritelor, cum sînt: Baraoltul, Vîrghişul, Lotrioara, Lotrul, Bistriţa, Topologul, Olteţul superior (v. tabelul 100). Ape carbonatate cu concentraţie de peste 500 mg/l şi cu duritate ridicată se întîlnesc mai ales în zona piemontană şi în Cîmpia Română (Tesluiul).

Calitatea naturală a apelor Oltului este în mare măsură influenţată de deversările de ape reziduale. Chiar de la izvoare, primul punct de poluare este exploatarea minieră de la Bălan, unde mineralizarea apei creşte pînă la 431 mg/l şi se deversează şi suspensii din steril.

Apa se autoepurează pînă la Miercurea Ciuc, unde primeşte ape reziduale fecaloid-menajere, dar la Sînsimion primeşte din nou ape încărcate cu substanţe uşor fermentescibile (glucide) de la fabrica de amidon. Calitatea apei scade aici pînă la gradul III, substanţele organice atingînd o concentraţie de 5 332 mg/l, CBO_5— 12,12 mg/l, oxigen 1,6 mg/l (222).

Impurificările cele mai esenţiale provin însă din zona industrială a Braşovului. Rîul Negru primeşte impurităţi de la sanatoriul TBC Turia şi din oraşul Tg. Secuesc, dar spre vărsare se autoepurează. Apele reziduale ale industriilor braşovene sînt transportate în Olt de către rîurile Ghimbăşel, Bîrsa, Canalul Bod şi Vulcăniţa prin Hămărădia.

Ghimbăşelul este curat pînă la Rîşnov, unde însă cresc brusc atît suspensiile, cît şi CBO_5 (pînă la 18 mg/l). În apropierea Ghimbavului primeşte apele uzate provenite de la Fabrica de textile şi hîrtie, iar apele Timişului aduc marea majoritate a apelor industriale şi menajere ale Braşovului în Ghimbăşel, care prin acestea au un grad înalt de impurificare (consum permanganat 237 mg/l, CBO_5—104 mg/l).

Canalul Bod aduce apele poluate ale fabricii de zahăr, în perioada funcţionării avînd un grad înalt de impurificare (consum de permanganat 237 mg/l, CBO_5—140 mg/l, suspensii 1 300 mg/l; se evidenţiază prezenţa saponinelor prin spumă). În restul timpului, canalul are ape curate (222).

Bîrsa se poluează în aval de Fabrica de hîrtie şi celuloză de la Zărneşti. Consumul de permanganat în aval de Fabrica de hîrtie şi celuloză de la Zărneşti, este de 7 876 mg/l datorită leşiilor sulfitice care conţin materii organice reziduale şi care prin oxidare reduc conţinutul de oxigen al apei pînă la zero. Rîul primeşte însă şi afluenţi care ameliorează parţial situaţia, cum este Sohodolul cu Pănicel, impurificat numai cu hidrocarburi aromatice.

TABELUL 100

Date hidrochimice privitoare la riurile din bazinul Oltului

Rîul / Post	Data probei	pH	Rez. fix (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni (mg/l)			Duritatea (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Olt / Tomeşti	25.9 / 1961	7,2	312	46,00	13,37	1,39	37,33	7,04	152,5	9,56
Rîul Negru / Reci	25.9 / 1961	7,6	346	58,0	12,16	113,02	213,86	18,43	231,8	10,9
Baraolt / Chepeţ	31.5 / 1962	7,6	160	36,0	4,86	62,09	128,33	7,80	120,8	6,20
Vîrghiş / Vîrghiş	1.9 / 1961	7,6	495	46,0	8,51	111,16	182,98	39,00	176,3	8,40
Homorodul Mare / Sînpaul	6 .10 / 1961	7,6	402	34,0	13,37	97,90	17,24	141,8	163,5	7,84
Homorodul Mic / Homorod	7.10 / 1961	7,4	612	60,0	20,67	135,81	19,28	194,32	284,9	13,16
Cohalm / Rupea	6.10 / 1961	7,4	922	70,0	36,48	221,63	49,37	392,23	304,2	18,20
Olt / Făgăraş	12.10 / 1961	7,5	362	90,0	8,51	10,11	57,48	27,65	280,0	14,56
Bîlea / Cîrţişoara	15.7 / 1961	7,2	46,0	10,0	2,43	1,86	2,38	9,21	28,60	1,96
Hîrtibaciu / Cornăţel	4.8 / 1961	7,0	442	104,0	19,46	37,44	50,46	26,24	403,8	19,4
Lotrioara / Gura Prejbii	9.8 / 1961	7,2	36	8,00	2,43	24,41	50,87	7,09	23,8	1,68
Bistriţa / Genuneni	18.11 / 1961	7,6	120	4,0	1,21	24,18	41,99	8,49	12,2	0,84
Topolog / Milcoiu	21.12 / 1961	7,6	176	32,8	6,80	14,88	12,58	14,18	133,0	6,16
Olt / Rm. Vîlcea	19.9 / 1961	7,6	248	52,0	6,08	27,90	63,35	33,33	122,0	8,68
Olt / Slatina	26.9 / 1961	7,6	392	62,0	3,65	78,83	84,96	104,25	158,66	10,92
Olt / Stoeneşti	22.11 / 1961	7,6	308	52,0	4,86	36,97	80,11	75,17	79,3	0,40
Olteţ / Balş	16.12 / 1961	7,6	372	70,0	8,51	45,11	25,16	55,31	247,7	11,76
Teslui / Reşca	23.10 / 1961	7,6	488	42,0	86,56	69,58	118,51	21,37	470,9	21,84

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Vulcăniţa, un fost braţ al Bîrsei, care primeşte debite şi în prezent din Bîrsa, este impurificat de către Fabrica de coloranţi de la Codlea, practic fiind lipsit de oxigen. Apa ei este colorată intens (222).

După confluenţa cu Hămărădia (cu Vulcăniţa) indicii de impurificare ai Oltului ating valoarea maximă din lungul cursului său. Afluenţii săi din aval nu mai au un grad atît de înalt de impurificare, însă aduc şi ei elemente noi. Astfel, Baraoltul aduce apele reziduale ale staţiei de brichetare de la Căpeni, Vîrghişul de la minele de lignit, Homorodul prin Homorodul Mic apele reziduale ale Uzinelor Vlăhiţa şi Uzinele de caolin Harghita.

În zona Făgăraş, Oltul este impurificat de doi afluenţi: de rîul Berivoi, care colectează apele oraşului Făgăraş şi o parte ale Combinatului chimic nr. I, şi de rîul Racoviţa care deversează în Olt apele Combinatului chimic cu conţinut de amoniac, nitroderivaţi şi săruri. Afluxul foarte abundent de ape slab mineralizate dinspre versantul nordic al Făgăraşilor anihilează însă orice efect vătămător, autoepurarea fiind rapidă în Olt.

Cibinul este folosit pentru evacuarea apelor reziduale din Sibiu, iar Hîrtibaciul ale apelor Fabricii de piele şi încălţăminte de la Agnita. În Valea Argintului şi în Sadul inferior sînt vărsate apele folosite la Uzinele de textile din Cisnădie, ele contribuind la menţinerea într-o stare de impurificare ridicată a Cibinului pînă la vărsarea sa în Olt.

Oltul mai spre aval de Cibin trece într-o fază destul de curată (cat. II), pe care şi-o menţine pînă la vărsare. Impurificările aduse de canalele de la Rîmnicul Vîlcea nu se reflectă prea puternic în calitatea apelor, în schimb apele reziduale de la Uzinele de produse sodice de la Govora contribuie la creşterea esenţială a conţinutului în clorură de sodiu al rîului. Apele rezultate în urma tehnologiei de prelucrare a aluminei de la Slatina nu influenţează calitatea apelor Oltului.

Se poate sublinia că majoritatea uzinelor înşirate dispun deja de staţii de epurare a apelor, însă eficienţa acestora nu este întotdeauna suficientă. Scurgerea bogată a apei însă din bazinul Oltului reuşeşte să anihileze natural aceste efecte negative. Fauna piscicolă, în general, nu suferă din cauza poluărilor decît numai pe unii afluenţi (Ghimbăşel, Canalul Bod, Vulcăniţa etc).

Bazinul Oltului se distinge prin abundenţa apelor minerale, dintre care domină apele carbonatate carbogazoase ale ariei mofetice din Carpaţii Orientali şi apele clorurosodice din regiunile subcarpatice şi diapirice transilvane şi externe.

Apele minerale carbogazoase alcaline, carbonatate simple sînt răspîndite în Depresiunea Ciucului (Jigodin, Sîncrai, Tuşnad), în majoritate fiind şi feruginoase. Asemănătoare, dar fără un conţinut deosebit de fier sînt apele din Depresiunea Trei Scaune şi bazinul Caşinului (Repat, Caşin, Bodoc, Covasna etc.). În jurul Covasnei, apele freatice sînt pe larg îmbibate cu bioxid de carbon, observîndu-se şi mofete clasice (Balta Dracului). La Covasna, Zizin, precum şi la Malnaş se întîlnesc ape carbogazoase puţin sărate, ceea ce ne indică prezenţa în subasment a masivelor de sare sau sedimente clorurate. În cuprinsul Munţilor Bodocului se întîlnesc ape carbogazoase feruginoase la Vîlcele şi la Biborţeni, iar carbogazoase alcaline simple la Racoş. În zona subcarpatică a bazinelor Homoroade, după cum s-a mai subliniat, sînt foarte răspîndite apele clorurosodice

simple. Ape termale se cunosc la Hoghiz, iar izvoare sărate apar în toată zona cutată din dreapta Oltului mijlociu, chiar pînă la intrarea rîului în Defileul Turnu Roşu (Gherdeal, Grid, Perşani, Somartin, Toarcla, Cisnădie, Guşterniţa, Sibiu etc.).

Pătrunderea Oltului în Depresiunea Jiblea (subcarpatică) este marcată de apariţia unor serii de izvoare sulfuroase-sulfatate-clorurate. Conţinutul în sulf al izvoarelor provine din descompunerea piritelor şi marcasitelor din conglomerate oxidate (în sulfaţi) la contactul cu oxigenul din apele de infiltraţie. În seria acestor izvoare se înscriu renumitele ape minerale de la Cozia, Căciulata, Călimăneşti, Muerasca de Sus, Pietroasa şi cele de la Olăneşti. Mineralizarea lor variază în jur de 0,5—18 g/l, iar conţinutul de sulf în jur de 33—88 mg/l. Apele izvoarelor se folosesc pentru tratamentul afecţiunilor tubului digestiv şi glandelor anexe ale rinichilor, bolilor profesionale, afecţiunilor aparatului locomotor şi ale sistemului nervos periferic.

Izvoare sulfuroase, se mai găsesc la Aleceşti în bazinul Olteţ, pe afluentul Tărîia, Slătioara pe Cerna, Costeşti şi Păuşeşti pe Otăsău (Bistriţa) etc.

De existenţa masivelor de sare din Subcarpaţii Getici sînt legate apele cloruro-sodice, puternic concentrate. La Ocnele Mari, în apropierea lacului instalat în fosta gură de ocnă, izvoarele sărate (patru la număr) au concentraţie foarte mare, observîndu-se în prezent şi fenomenul de heliotermie cu încălziri vara pînă la 35—40°C. La Ocniţa există trei lacuri sărate, cu concentraţie de 190—210 g/l, numeroase izvoare, dintre care unul cu concentraţie mare.

Oltul prezintă mari posibilităţi de amenajare, începînd cu cele energetice, alimentări cu apă, irigaţii şi terminînd cu transformarea lui într-o cale navigabilă deosebit de rentabilă.

INTERBAZINUL OLT-ARGEŞ
(Sistemele Călmăţui, Vedea, Paparanca, Oneştilor, Zboiul)

Interbazinul Olt-Argeş are o suprafaţă aproximativă de 7 550 km², din care cele două bazine principale Călmăţuiul-Teleorman şi Vedea ocupă împreună 6 743 km², cele care se disting prin caracterul semiendoreic (subreism) polidepresionar 433 km², iar restul revine micilor sisteme locale.

Călmăţuiul ($S = 1\,379$ km²; $L = 134$ km) numit şi Călmăţuiul Teleormanului sau al Burnasului, izvorăşte din cîmpia piemontană a Boianului (V. Mihăilescu) la est de Bărcăneşti, de la altitudinea de 158 m şi se varsă în lacul Suhaia lîngă Viişoara. Este un sistem tipic de cîmpie, care însă în incinta cîmpiei piemontane are totuşi pante destul de mari (între 1 şi 2 m/km), ceea ce nu permite apelor să stagneze pe suprafeţe mai întinse. Cursul său este intermitent, deci seacă anual, pînă în aval de primirea celor doi afluenţi tot intermitenţi, cum sînt Sohodolul din dreapta ($S = 56$ km²; $L = 15$ km) şi Călmăţuiul Sec ($S = 174$ km²; $L = 38$ km) din stînga. De aici, în urma adîncirii văii, rîul captează ape freatice în cantităţi mai mari, devenind semipermanent pînă la vărsare. În apropiere de debuşarea apelor în Dunăre, Călmăţuiul primeşte încă un afluent

important Urluiul, care are scurgere semipermanentă şi chiar intermitentă în partea superioară ($S = 299$ km²; $L = 43$ km).

Interfluviile sînt acoperite cu un strat gros de loess, din care cauză apele freatice cantonate în depozite cuaternar-levantine se află la adîncimi mari, în jur de 20—30 m. Pe fundul văilor însă, pînza freatică este aproape de suprafaţă ceea ce permite captarea apelor prin puţuri. În zonele mai adînc drenate, cum sînt cele de la sud de Radomireşti-Mihăieşti, apar şi izvoare cu debite mici, mai ales la baza depozitelor loessoide. Cu toate acestea, avînd în vedere densitatea mare a satelor care se înşiră în lungul văilor, se impune studierea posibilităţii realizării unor captări de apă dinspre Olt, în amonte de Slatina. Aceasta este susţinută şi de necesitatea dezvoltării irigaţiilor care pe interfluviile largi, acoperite în bună parte cu crovuri, s-ar putea face în condiţii optime.

Vedea ($S = 5\,364$ km²; $L = 242$ km). Rîul Vedea cu obîrşia în Platforma Cotmeana (alt. 435 m) formează un bazin dendritic adevărat în lungul său, prin concentrarea majorităţii cursurilor formate atît în Platforma Cotmeana, cît şi în cîmpiile Găvanu—Burdea şi Burnas.

În partea superioară a cursului, pantele sînt destul de accentuate (4—10 m/km în medie), rîul săpîndu-şi o vale adîncă cu albia mobilă, căptuşită cu pietrişuri de Cîndeşti şi cu vădite semne de eroziune în adîncime. În mediul puternic permeabil, apele freatice se află la mari adîncimi (nu sînt cartări) sub nivelul albiei. Ape freatice temporare se pot întîlni la baza depozitelor loessoide, care acoperă pachetul gros al pietrişurilor, iar unele resurse de ape subterane descendente se formează şi pe unele lentile intercalate. De altfel, este una dintre regiunile cu o lipsă acută în ceea ce priveşte rezervele de apă.

Cursul rectiliniu al Vedei cu o uşoară curbură spre est, începe să meandreze în incinta cîmpiei piemontane, în aval de Bădeşti, unde şi pantele sale longitudinale scad deja sub 1/m/km. În dreptul comunei Bujoru pătrunde în lunca largă externă a Dunării, iar la Pietroşani face un cot brusc spre fluviu pentru a se vărsa în el la altitudinea de circa 20 m (în dreptul Ostrovului Batin).

Deşi bazinul său are o formă dendritică, Vedea are o puternică asimetrie a bazinului spre stînga. Cei cîţiva afluenţi din dreapta au bazine alungite, fiind lipsiţi în bună parte de aportul altor pîraie. Dintre acestea, cel mai mare este Plapcea ($S = 352$ km²; $L = 48$ km), fiind urmat apoi de Florişor ($S = 30$ km²; $L = 16$ km), Dorofei ($S = 216$ km²; $L = 33$ km), Bratcov ($S = 128$ km²; $L = 31$ km) şi două rîuri mici, de tip mostişte, Nanovul ($S = 132$ km²; $L = 12$ km) şi Găuriciu ($S = 243$ km² $L = 19$ km).

Afluenţii mari din stînga au aspecte asemănătoare cu Vedea, majoritatea lor înmănunchiindu-se spre zona de izvoare. Dintre aceştia primul afluent de pe partea stîngă este Ciorîca ($S = 43$ km²; $L = 25$ km). Tişarul reuşeşte în schimb să pătrundă numai pînă în sudul Platformei Cotmeana ($S = 29$ km²; $L = 11$ km), iar Vediţa ($S = 215$ km²; $L = 57$ km) îşi are originea în imediata apropiere a izvoarelor Vedei, ca şi vecinul său dinspre est, Cotmeana ($S = 504$ km²; $L = 82$ km), cu afluentul din stînga, Cotmeniţa ($S = 63$ km²; $L = 24$ km). Cotmeana ar putea fi considerată ca adevăratul izvor al sistemului Vedea, avînd în vedere că a reuşit să pătrundă mai adînc în Platforma Cotmeana, pînă la Pieleşti, reprezentînd

„vîrful" sistemului. El are şi o serie de afluenţi bine organizaţi ca: Vîrtejul ($S = 54$ km²; $L = 20$ km), Mîrghia ($S = 42$ km²; $L = 20$ km), Bumbueni şi Ursoaia ($S = 36$ km²; $L = 12$ km). Restul afluenţilor Vedei îşi au obîrşia în Cîmpiile piemontane înalte din nord, distingîndu-se prin pante longitudinale mici (în jur de 1 m/km şi sub această valoare) şi prin meandrări foarte puternice. În seria acestor afluenţi amintim Tecuciul ($S = 204$ km²; $L = 35$ km), Burdea ($S = 364$ km²; $L = 80$ km) cu Zîmbreasca ($S = 64$ km²; $L = 21$ km), Cîinelui ($S = 534$ km²; $L = 84$ km) cu Tinoasa ($S = 164$ km²; $L = 34$ km) şi în fine, cel mai mare afluent al său — Teleormanul.

Teleormanul ($S = 1\,408$ km²; $L = 178{,}2$ km) izvorăşte de pe versantul estic, argeşean, al Platformei Cotmeana, de la altitudinea de 339 m,

TABELUL 101

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinele Călmăţui şi Vedea

Riul	Punct	Dist. de la izvor (km)	Alt. punct (m)	Supraf. baz. (km²)	Altit med. bazin (m)	Panta medie bazin (m/km)
Călmăţui	Izvor	0	158	—	—	—
Călmăţui	P.h. Ologi-Crîngu	109,3	37,0	935	113	15
Călmăţui	Confl. Suhaia	134,8	22,0	1 379	102	15
Vedea	Izvor	0	435	—	—	—
Vedea	P.h. Chilia-Făget	31,8	300	68	406	53
				230	330	44
Vedea	Confl. Vediţa	70,2	170	456	321	44
				514	306	42
Vedea	Confl. Plapcea Mare	86,7	133	872	280	35
				914	275	34
Vedea	Confl. Cotmeana	92,7	131	1 420	287	45
Cotmeana	P.h. Ciobani	—	—	430	—	—
				1 452	284	44
Vedea	Confl. Dorofeiu	109,2	112,0	1 669	268	41
				1 756	261	39
Vedea	Confl. Tecuci	127,2	96,0	1 950	249	37
Vedea	P.h. Roşiorii de Vede	142	79	2 018	245	36
				2 034	243	36
Vedea	Confl. Burdea	159,0	65,0	2 398	229	34
				2 637	217	32
Vedea	Confl. V. Cîinelui	177,9	58	3 160	203	29
Vedea	P.h. Alexandria	—	38,4	3 312	195	28
				3 493	190	28
Vedea	Confl. Teleorman	214,8	29,0	4 902	178	26
Teleorman	Izvor	0	339	—	—	—
Teleorman	P.h. Tătărăştii de Sus	76,8	123,2	462	241	32
Teleorman	P.h. Lăceni	135	55,0	797	190	26
				825	201	25
Teleorman	Confl. Claniţa	146,4	48,0	1 125	167	22
Teleorman	P.h. Pielea-Teleorman	—	—	1 295	156	22
Teleorman	Confl. Vedea	178,2	29,0	1 408	148	22
Vedea	P.h. Cervenia	218,1	28,0	4 917	178	26
Vedea	Confl. Dunărea	242,7	20,0	5 364	169	25

la Ciobăneşti. Spre aval, se înscrie pe conul de dejecţie al Argeşului, din care motiv P. Coteţ îl consideră ca o vale părăsită a Argeşului. Acest traseu ar fi trecut prin primul său afluent din stînga, Albota ($S = 60$ km²; $L = 13$ km).

Teleormanul îşi adînceşte valea sa pînă în apropierea apelor freatice, drenînd o parte din rezervele conului de dejecţie ale Argeşului. Începînd de la Costeşti, cursul lui devine permanent ca al majorităţii rîurilor din acest bazin care la sud de linia Costeşti-Găieşti în general nu mai seacă. Aceasta este semnul principal al efilării apelor freatice din periferia conului.

Afluenţii săi care se înşiră simetric pînă la vărsare sînt: V. Copacilor ($S = 26$ km²; $L = 16$ km), V. Ungurenilor, Negraş ($S = 42$ km²; $L = 15$ km), V. Dobrei ($S = 32$ km²; $L = 20$ km), Bucovul ($S = 73$ km²; $L = 31$ km), Teleormănelul ($S = 83$ km²; $L = 25$ km) şi cel mai mare dintre afluenţi: Claniţa ($S = 258$ km²; $L = 73$ km), sosit din stînga. Afluentul său de cîmpie, Vijiştea ($S = 89$ km²; $L = 14$ km) prezintă numeroase forme de tasare în condiţii de pantă redusă, avînd caracter de rîu de tip „mostişte".

Vedea şi afluenţii săi mai mari au lunci relativ largi, în majoritate inundabile, care merită atenţie pentru ameliorări. După calculele efectuate suprafaţa lor în bazinul Vedei atinge 342 km². În afară de lunci, exces de apă se mai observă pe unităţi mai mici, pe o suprafaţă totală de 86 km².

Alţi afluenţi direcţi ai Dunării în acest spaţiu sînt Paparanca, Onceştilor şi Zboiul, toate trei de tip „mostişte".

Paparanca sau Burnasul ($S = 240$ km²; $L = 26$ km) se varsă în lunca externă a Dunării — în braţul Pasărea. În cursul superior, rîul are pante foarte mici (sub 0,2 m/km), însă în sectorul său inferior, unde îşi adînceşte valea în malul înalt al Dunării, cursul său devine mai viguros în timpul ploilor şi topirii zăpezilor.

Paparanca fiind un rîu de tip „mostişte" de-a lungul cursului său principal au luat naştere o serie de lacuri de tasare în loess şi eroziune, cum sînt cele de la Izvorul, Drăghiceanu, Răleşti, Gogoşari, iar pe afluentul său Ciuvica, lacul cu acelaşi nume de lîngă Putineiu. Ele sînt amenajate pentru alimentarea cu apă şi creşterea păsărilor.

Valea Onceştilor ($S = 45$ km²; $L = 8$ km) este un mic curs, care se varsă în lacul endoreic de tasare Turbatu, aflat la nord de Giurgiu.

Zboiul ($S = 100$ km²; $L = 18$ km) este un alt mic curs de tip „mostişte", care curge spre est paralel cu malul înalt al Dunării în dreptul localităţii Greaca. Se distinge tot prin pante mici şi cu lacuri mărunte în lungul său (Zboiul-Puţu-Greci). Se varsă în Privalul Dunărica, emisar al lacului Greaca, după ce trece prin depresiunea limanului Cătăloi, astăzi desecat.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi scurgerea medie. În interfluviul Olt-Argeş bilanţul este în general dificitar, umezirea totală a solului fiind în exclusivitate legată de cantitatea precipitaţiilor. Evaporabilitatea este în jur de 700—800 mm, iar

precipitaţiile variază între 500—550 mm în cîmpie şi 700—750 mm în zona de izvoare a Vedei. Scurgerea este sub 5 mm în zona teritoriilor semiendoreice, ridicîndu-se aproximativ la 20—25 mm în cîmpie şi la 250 mm în piemont.

În bazinele acestor rîuri funcţionează 13 posturi hidrometrice, dintre care la 10 se fac şi observaţii privitoare la scurgerea fluviatilă, deci se fac şi măsurători de debite. Ele se găsesc pe Vedea şi afluenţii săi (12) şi pe Călmăţui (1). Datele caracteristice privitoare la bilanţul hidrologic se pot urmări în tabelul 102.

Regimul hidrologic este destul de uniform, el aparţinînd tipului pericarpatic sudic cu vădite elemente de instabilitate iarna. În zona piemontană, efectul hidrologic al ploilor este mai ridicat din cauza umidităţii mai mari şi a pantelor mai abrupte ale reliefului (în medie în jur de 40—45 m/km). Ca urmare a acestui fenomen, precum şi datorită ploilor cu intensitate mare, în zona piemontană se întîlneşte o fîşie cu alimentare pluvio-nivală şi chiar

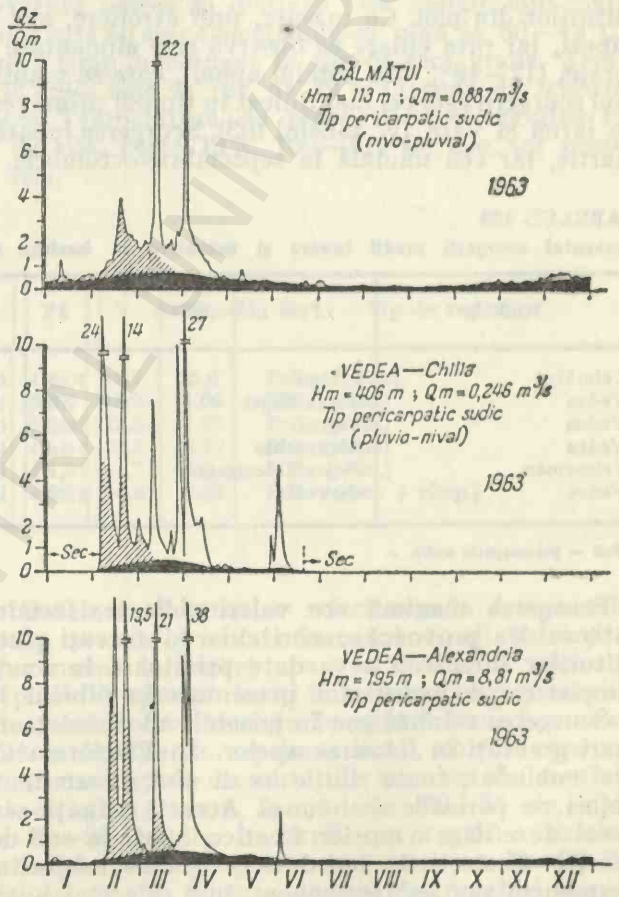


Fig. 131. Hidrografe ale debitelor din sistemul Călmăţui-Vedea. (I. Ujvári).

TABELUL 102

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale riurilor de pe interfluviul Olt-Argeș (1960—1967)

Rîul	Post hidrometric	Sbaz (km^2)	Hmed (m)	Q_0 (m^3/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Observații
Călmățui	Crîngu	935	113	0,91	520	31	489	6	
Vedea	Chilia-Făget	68	406	0,23	720	107	613	13	infiltrații piemontane
Vedea	Văleni	1 697	266	4,93	630	98	532	14	
Vedea	Alexandria	3 312	194	7,85	594	75	519	12	
Teleorman	Pielea—Teleorman	1 295	156	3,11	570	76	494	12	
Vedea	Cervenia	4 917	178	11,2	557	70	487	11	

pluvial-moderată, dar cu alimentare subterană slabă. În cîmpia piemontană și în Burnas, unde pantele reliefului scad la 5—15 m/km, iar umiditatea în timpul verii este mai scăzută, nu sînt condiții favorabile formării viiturilor din ploi. Ca urmare, prin atrofiere, aici domină alimentarea din zăpezi, iar prin efilare se observă și o alimentare puțin mai ridicată subterană (12—18% din totalul anual), care se manifestă și pe Vedea. Volumul scurgerii este cel mai ridicat în timpul primăverii, urmînd apoi perioada de iarnă și vară (v. tabelul 103). Scurgerea lunară maximă se observă în martie, iar cea minimă în septembrie-octombrie.

TABELUL 103

Procentul scurgerii medii lunare și sezoniere în bazinul riurilor de cîmpie de pe interbazinul

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII
Călmățui	Crîngu	10,5	12,1	20,7	13,3	7,37	7,37	4,40
Vedea	Chilia-Făget	7,65	16,1	24,4	14,6	11,7	9,14	4,75
Vedea	Văleni	10,6	13,2	28,0	15,6	8,89	8,20	2,59
Vedea	Alexandria	11,4	13,8	23,9	16,4	8,09	7,45	3,14
Teleorman	Pielea-Teleormanu	10,1	12,6	19,6	15,9	7,71	7,35	3,96
Vedea	Cervenia	11,0	13,2	22,4	15,7	7,95	8,67	3,50

* PcS = pericarpatic sudic.

Scurgerea maximă are valori ridicate, formîndu-se în timpul ploilor intense. Ea provoacă uneori chiar și torenți pietroși și noroioși în cazul viiturilor intense. Cîteva date privitoare la scurgerea maximă din sudul cîmpiei și pe Vedea sînt prezentate în tabelul 104.

Scurgerea minimă are în general valori foarte reduse, ceea ce provoacă mari greutăți în folosirea apelor. În Platforma Cotmeana, după cum s-a mai subliniat, toate rîurile locale sînt intermitente, deci seacă anual, de obicei pe perioade mai lungi. Această situație se menține pînă la limita zonei de efilare a apelor freatice, aflată la sud de linia Radomirești—Mihăiești—Costești. La sud de această linie, majoritatea rîurilor mari au curs permanent sau semipermanent, însă cele mai mici, cu văi mai puțin adîncite, rămîn cu scurgere intermitentă în tot bazinul hidrografic.

TABELUL 104

Debitele şi scurgerea maximă pe riurile de pe interbazinul Olt-Argeş

Riul	Post	Debite maxime (m^3/s) cu asigurare			Scurgerea max (l/s)
		1%	5%	10%	
Călmăţui	Crîngu	73	42	34	80
Vedea	Roşiorii de Vede	890	610	490	441
Teleorman	Pielea—Teleorman	465	295	235	368
Vedea	Cervenia	1 070	680	540	218

Debitele minime cu asigurare de 80% (minime medii decadale) sînt prezentate în tabelul 105.

Din acelaşi tabel se poate urmări, în bazinul Vedei, valabilitatea legii privitoare la creşterea scurgerii minime specifice o dată cu creşterea bazinului de recepţie.

Regimul termic. Temperatura apelor se distinge prin amplitudini mari de variaţii, vara apele rîurilor care nu seacă încălzindu-se pînă la 30—42°C, iar în timpul iernii se menţin timp îndelungat în jur de zece grade. Temperatura medie a apei în iulie este în jur de 19°C în zona de izvoare şi 20—21°C în plină cîmpie. Temperatura de peste 10°C se menţine în medie timp de 170—190 de zile, peste 15°C 100—115 de zile, iar peste 20° în jur de 40—70 de zile.

Olt-Argeş (1950—1967)

VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim*
3,96	3,96	3,78	5,88	6,68	29,3	41,4	15,7	13,6	PcS (cîmpie)
1,09	0,73	0,37	2,91	6,56	30,3	50,7	15,0	4,00	PcS (piem.)
2,02	1,25	0,69	2,91	6,05	29,9	52,5	12,8	4,80	PcS (piem.)
2,27	1,78	1,46	3,51	6,80	32,0	48,4	12,9	6,70	PcS (piem.)
3,38	3,28	3,32	5,15	7,65	30,4	43,2	14,7	11,7	PcS (piem.)
2,64	2,16	1,96	3,87	6,95	31,2	46,0	14,8	8,00	PcS (piem. + cîmp.)

Fenomenele de îngheţ. Datele caracteristice referitoare la fenomenele de îngheţ sînt asemănătoare cu cele observate în cazul Neajlovului şi a afluenţilor săi. Primele fenomene de îngheţ apar, în medie, la mijlocul lunii decembrie, însă este posibilă apariţia lor şi la mijlocul lui noiembrie, iar podul de gheaţă se instalează de obicei la începutul lunii ianuarie. Fenomenele de îngheţ sînt în funcţie de asprimea iernii, rîurile care au debite mici reacţionînd mult mai repede la variaţiile termice ale aerului. Durata medie a podului de gheaţă este în jur de 20—35 de zile, maxima ajungînd însă la 80—90 de zile în iernile cu regim anticiclonal. Durata totală a fenomenelor de îngheţ este mai mare cu 10—20 de zile faţă de durata podului de gheaţă. Gheaţa dispare de pe rîuri în cea de a doua decadă a lunii februarie, dar în iernile reci poate dura pînă la

TABELUL 105

Date de bază cu privire la scurgerea minimă de pe interfluviul Olt-Argeş

Rîul	Post	Debit minim lunar, perioada rece		Debit minim lunar, perioada caldă		Anul q. min. (l/s. km²) (95%)	Q.min (m³/s) zi (perioada caldă)
		Q.min (m³/s)	Luna-anul	Q.min. (m³/s)	Luna-anul		
Călmăţui	Crîngul	0,19	XII. 1953	0,10	VIII. 1963	0,11	0,060
Vedea	Chilia-Făget	0,000	I.1951,57, 59,63,64	0,000	anual	0,000	0,000
Cotmeana	Ciobani	0,05	I. 1964	0,02	IX. 1964	0,046	—
Vedea	Văleni	0,18	I. 1951	0,000	VII.IX. 1950	0,000	0,000
Vedea	Alexandria	0,53	XII. 1950	0,19	VIII. 1950	0,057	—
Teleorman	Tătărăşti	0,38	I. 1964	0,12	VIII. 1963	0,26	0,095
Teleorman	Pielea-Teleorman	0,99	I. 1964	0,37	VIII. 1963	0,28	—
Vedea	Cervenia	1,84	I. 1951	0,80	VIII. 1952	0,016	—

sfîrşitul lui martie. Din cauza debitelor mici din iarnă a rîurilor fenomenele de îngheţ au caracter local, deplasarea gheţei în lungul rîurilor observîndu-se rar pe arterele mai mari, ca Vedea şi Teleormanul. Zăpoarele tocmai din acest motiv nu au importanţă în procesele formării sau dispariţiei podului de gheaţă.

Scurgerea solidă are valoarea ridicată în zona piemontană ca urmare a regimului pluvial, pantelor mari ale reliefului şi a structurii litologice. Turbiditatea aici variază în jur de 2 500 şi 5 000 g/m³, iar scurgerea solidă specifică atinge valori de 10 t/ha/an (40). În regiunile de cîmpie, turbiditatea scade la valori de 600—700 g/l, iar eroziunea specifică la 0,20—0,30 t/ha/an. Desigur, aici factorul hotărîtor este panta mică şi microrelieful de crovuri ale cîmpiei.

TABELUL 106

Scurgerea şi debitele solide medii (1952—1967) pe rîurile de pe interfluviul Olt-Argeş
(După C. Diaconu)

Rîul	Post	Debit mediu (m³/s)	Debit solid R (kg/s)	Scurgerea solidă (t/ha/an)	Turbiditatea (g/m³)
Călmăţui	Crîngul	1,00	0,60	0,20	600
Vedea	Cervina	13,0	21,0	1,35	1 610
Vedea	Văleni	4,80	11,8	2,18	2 460
Vedea	Alexandria	8,64	20,0	1,95	2 320
Teleorman	Pielea—Teleorman	3,50	2,0	0,50	570

Caracteristicile hidrochimice. Prezența cuverturii sedimentare pliocen-cuaternare de origine fluvio-lacustră constituită din elemente bine levigate asigură apariția apelor carbonatate din grupa calciului. Apele fosile ale formațiunilor subcarpatice nu au posibilitate de ivire de sub pătura pietrișurilor și nisipurilor levantine, din care cauză lipsesc apele sulfatate și clorurate.

Mineralizarea apelor din zona piemontului nu este mare, variind în jur de 400 mg/l, însă spre cîmpie ea se ridică la peste 1 000 mg/l.

TABELUL 107

Date hidrochimice privitoare la rîurile de pe interfluviul Olt-Argeș

Rîul / Post	Data probei	pH	Rez. fix. (mg/l)	Cationi			Anioni			Duritatea tot. (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
Călmățui / Cringul	22.11 / 1961	6,7	902	34,0	77,8	281,98	55,8	28,4	1123,4	22,68
Vedea / Alexandria	22.9 / 1961	6,9	415	32,0	36,5	91,8	28,6	28,4	378,2	12,28
Teleorman / Pielea-Teleorman	25.1 / 1962	6,9	579	66,0	35,3	204,0	32,3	70,9	756,4	17,36

Apele sistemului Vedea, precum și ale restului rîurilor suferă impurificări obișnuite, mai ales menajere, cu un conținut mare în substanțe organice. Ele pot fi folosite pentru alimentări cu apă numai după purificările corespunzătoare.

Pe suprafața interfluvială Olt—Argeș există mari posibilități pentru irigații. Apele freatice aflîndu-se la adîncimi mari, nu periclitează prin formarea sărăturilor succesele unor asemenea acțiuni, care s-ar putea extinde pe o suprafață de 480 000 ha (10). Singurul impediment este insuficiența resurselor locale de apă, care după părerea noastră se pot completa numai prin captări de mare amploare din Olt sau în perspectivă și prin canalul de centură subcarpatică, care să aducă ape din Dunăre.

SISTEMUL ARGEȘ

($S = 12\,521$ km²; $L = 339{,}6$ km; $Q = 64$ m³/s)

Argeșul drenează cea mai mare parte a versantului sudic a Munților Făgăraș, zona subcarpatică deosebit de variată din punct de vedere tectonic, prelungirea estică a Piemontului Getic și o bună parte din Cîmpia Română. Unitățile de relief din bazin sînt bine proporționate, munții cu altitudini de peste 750 m reprezentînd 14,4%, regiunile de dealuri (200—750 m) 40%, iar regiunile de cîmpie sub nivelul de 200 m încă 45,6%.

Prezenţa în bazinul Argeş a capitalei ţării, — cel mai important centru politic, economic şi cultural-ştiinţific —, cu o populaţie de peste 1 500 000 de locuitori, precum şi intrarea în funcţiune a unor importante obiective industriale, impune o folosire raţională a resurselor sale de apă, realizată prin construirea complexului hidroenergetic de pe Argeş, cu o putere instalată de 220 MW. Numeroasele derivaţii de rezerve de apă efectuate cu ocazia înfiinţării acestui complex, dinspre afluenţii Argeşului — şi chiar dinspre Topolog — spre lacul de acumulare de la Vidraru (S = = 825 ha; W^*= 470 mil.m³), schimbă într-o oarecare măsură şi funcţia reţelei fluviatile din regiunea de munte, iar regimul hidrologic al Argeşului a suferit modificări esenţiale.

Cursul Argeşului porneşte în prezent din lacul de acumulare de la Vidraru. Anterior, ca punct de origine a rîului a fost considerat confluenţa rîului Capra cu Buda, rîuri care în prezent se varsă în lacul Vidraru.

Buda (S = 112 km²; L = 22,6 km) este cel mai mare afluent al lacului Vidraru, care poate fi considerat în condiţiile actuale şi ca izvor al sistemului Argeş. El îşi are obîrşia în lacul glaciar Buda (S = 8 670 m²; h = 2,2 m) de sub vf. Arpaşul Mic (2 459 m). În dreptul cantonului Buda, rîul primeşte pe cel mai mare afluent al său din stînga — Izvorul Mircea, cu obîrşia sub vf. Moldoveanu (2 544 m). Pe un afluent din dreapta se află cel mai înalt lac glaciar din Munţii Făgăraş (Podul Giurgiului (S = 2 220 m; h = 3,0 m), pe care în anii cu veri mai răcoroase, pătura de gheaţă se menţine pînă în august (de exemplu, 7 august 1952). Panta medie a Budei pînă la vărsarea sa în lac este de 65 m/km.

Rîul *Capra* (S = 97 km²; L = 20 km) izvorăşte din lacul glaciar Capra (S = 18 340 m²; h = 8 m) şi Căpriţa (S = 2 190 m²; h = 1,5 m), aflate sub vf. Vînătoarea lui Buteanu (2 506 m). Pe afluentul său din dreapta, Paltinul, se află lacul Paltinul, cu dimensiuni mai reduse (S = 1 070 m²; h = 1,2 m), iar pe Căprioara—Călţunul (S = 7 751; h = 11,8 m).

La vest de Capra se varsă în Lacul Vidraru—valea Cumpănei** (S = = 33 km²; L = 8 km), fost afluent al Caprei, la izvoarele căruia pătrunde tunelul de derivaţie a apelor din Topolog, prin care intră în lac un debit mediu de 2,35 m³/s (v. fig. 133).

Ultimul afluent din partea vestică a lacului este Valea lui Stan (S = = 21 km²; L = 11 km) care iniţial se vărsa în Argeş, în aval de barajul lacului. În prezent însă a fost creat un mic lac de acumulare pentru derivarea debitelor sale (0,40 m³/s) direct în lacul Vidraru. Debitele mai mari au acces şi spre valea veche în timpul viiturilor. Suprafaţa bazinală captată este de 19,7 km².

Din partea estică, se varsă în lacul Vidraru, Valea cu Peşti (S= = 25 km²; L = 11 km), în care vine tunelul de aducţiune dinspre rîul Doamnei-Vîlsan, cu un debit mediu de 7,53 m³/s. Prin aceasta, suprafaţa de colectare a lacului se măreşte cu 266 km².

Limpedea (S = 17 km²; L = 7 km) se vărsa în Argeş în aval de baraj. În prezent, în zona sa de izvoare a fost realizată o captare de pe o suprafaţă de 7,9 km² cu un debit de 0,16 m³/s, pentru alimentarea lacului.

* W = volum.

** Înainte de crearea lacului Vidraru se vărsa în Capra, care avea astfel S=130 km².

POSTURI HIDROMETRICE
1. Capra – Buda
2. Buda – Buda
3. Argeş – Tunel (inundat)
4. Argeş – Curtea de Argeş
5. Vilsan – Brădet
6. Vilsan – Muşeteşti
7. Vilsan – Mălureni
8. Argeş – Piteşti - Pod
9. Riul Doamnei – Bahna Rusului
10. Riul Doamnei – Stăneşti
11. Riul Doamnei – Dărmăneşti
12. Riul Tîrgului – Apa Sărată
13. Argeşel – Nămăeşti
14. Riul Doamnei – Mărăcineni
15. Argeş – Bănănai
16. Rîncăciov – Gorganu
17. Gîrcinov – Topoloveni
18. Argeş – Malu Spart
19. Neajlov – Moara din Groapă
20. Glavacioc – Videle
21. Glavacioc – Cravu
22. Cilnişteа - Stoeneşti
23. Neajlov - Călugăreni
24. Sabar (Fotop) - Gura Foii
25. Sabar - Bolintinu din Vale
26. Sabar - Vidra
27. Argeş – Budeşti
28. Dîmboviţa – Valea lui Ivan
29. Dîmboviţa – Podul Dîmboviţei
30. Dîmboviţa – Malul cu Flori
31. Dîmboviţa – Conteşti
32. Argeş – Clăteşti
Leaota
2341
Bucureşti
Dunărea

Fig. 132. Sistemul Argeşului reţeaua fluviatilă, utilizarea energetică şi posturile hidrometrice principale utilizate de obicei la studii.

Debitul mediu calculat care pătrunde în lac se ridică astfel la 19,65 m³/s, fiind colectat de pe o suprafaţă totală de 746,8 km², ceea ce reprezintă un debit specific de 26,2 l/s/km², sau 830 mm strat.

Lacul Vidraru se întinde în estul depresiunii tectonice a Loviştei. Fundul depresiunii este căptuşit de depozitele miocene, iar barajul înalt de 165 m este construit în defileul epigenetic pe care l-a săpat Argeşul între Vidraru şi Cetăţuia Argeşului pe o distanţă de 3 km, în creasta gnaiselor Ghiţu-Frunţi-Cozia.

În aval de defileu, Argeşul intră în depresiunea subcarpatică internă a Argeşului, unde valea sa se lărgeşte brusc şi pantele rîului scad. În depre-

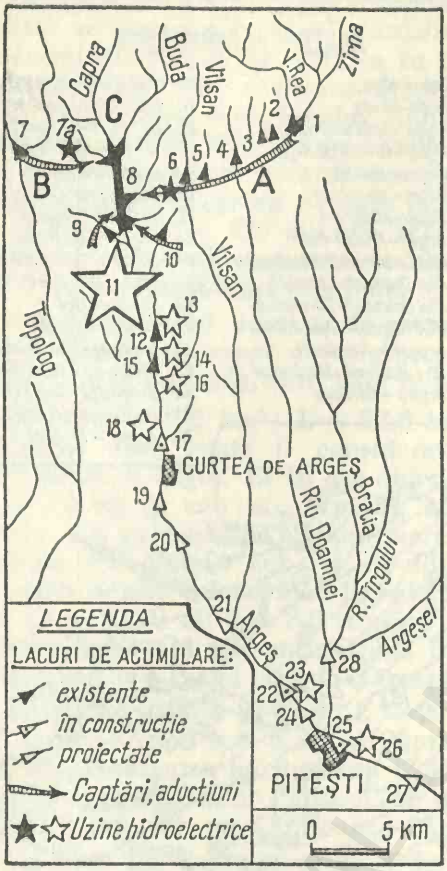


Fig. 133. Schiţa de utilizare a Argeşului superior

Captări şi derivaţii din sistemele învecinate cu Argeşul Superior A. *Derivaţia Riul Doamnei* (L = 18950 m; Q_0 = 9,21 m³/s; $S_{capt.}$ = 349 km²). *Retenţii, captări din sistem*:
1. Baciu; *2.* Drăghina; *3.* Bradului; *4.* Cernat; *5.* Dobroneagu; *6.* Vilsan (şi UHE).
B. *Derivaţia Topolog* (L = 7 640 m; Q_0 = 2,35 m³/s; $S_{capt.}$ = 84,2 km²). *7.* Retenţia şi captarea Topolog (7a UHE Cumpăniţa.)
C. *Retenţii şi captări în valea Argeşului Superior*:
8. Lacul Vidraru (W = 470 mil./m³; S_{lac} = 825 ha; Q_0 = 7,53 m³/s şi S_{baz} = 286 km² la Tunel). *9.* Retenţia şi captarea V. lui Stan (Q_0 = 0,40 m³/s; $S_{capt.}$ = 19,7 km²). *10.* Retenţia şi captarea Limpedea (Q_0 = 0,16 m³/s; $S_{capt.}$ = 7,9 km²). *11.* UHE Gh. Gheorghiu-Dej (P = 220 MW; E = 400 mil. kWh/an); *12.* Retenţia Oieşti (W = 2,2 mil m³; S_{lac} = 66 ha); *13.* UHE Oieşti (P = 15 MW); *14.* UHE Albeşti (P = 15 MW); *15.* Retenţia Cerbureni (W = 1,62 mil./m³; S_{lac} = 55 ha); *16.* UHE Cerbureni (P = 15 MW); *17.* Retenţia Valea Iaşului (W = 0,7 mil m³; Slac = 22 ha); *18.* UHE Valea Iaşului (P = 15 MW); *19.* Retenţia Zigoneni (proiect); *20.* Retenţia Băiculeşti (proiect); *21.* Retenţia Merişani (proiect); *22.* Retenţia Bascov (W = 5,1 mil. m³; S_{lac} = 180 ha); *23.* UHE Bascov (P = 7,7 MW); *24.* Retenţia Găvana (proiect); *25.* Retenţia Ştefăneşti-Piteşti (W = 4,2 mil. m³; S_{lac} = 124 ha); *26.* UHE Piteşti (7,7 MW în constr.); *27.* Retenţia Călineşti (proiect); *28.* Retenţia Colibaşi pe Riul Tîrgului (proiect).

siune, Argeşul primeşte pîrîul Băneştilor (S = 38 km²; L = 13 km), Danului (S = 31 km²; L = 9 km) şi Iaşului (S = 33 km²; L = 9 km). În aval, traversează zona anticlinală a Muscelelor Argeşului (V. Mihăilescu) şi zona sinclinală depresionară Şapte Muscele, în care se află şi Curtea-de-Argeş. De aici începe, spre aval, zona largă piemontană, cu structură monoclinală, a Platformei gruiurilor argeşene (V. Mihăilescu), unde Argeşul primeşte pe primul afluent mai important al său din stînga: Vîlsanul. Pînă aici, socotit de la baza barajului Vidraru, panta medie a rîului este de 10 m/km.

Vîlsanul (S = 358 km²; L = 84,6 km) izvorăşte de sub vf. Scărişoara Mare (2 495 m), de la altitudinea de 2 310 m. Valea sa foarte îngustă (în medie 4 km) este lipsită de lărgiri mai de seamă şi chiar de afluenţi mai mari. Dobroneagu, Robaia, Părului, Sobana, Topliţa (S = 30 km²; L = 11 km), Bunești sînt cursurile mici aferente, în general cu bazine sub 20 km². Rîul traversează aceleaşi unităţi de relief ca şi Argeşul. Captarea spre lacul Vidraru afectează o suprafaţă bazinală de 83,3 km². Micul lac de derivaţie de pe Vîlsan se află în amonte de confluenţa cu Dobroneagul, ale cărui ape sînt dirijate, de asemenea, spre Argeş (v. fig. 133).

În amonte de Pitești, Argeșul primește din dreapta apele rîului Bascov ($S = 85$ km²; $L = 33$ km) sosit din Platforma Cotmeana, din imediata vecinătate a izvorului Cotmenei. De aici, în aval, Argeșul pătrunde deja în regiunea de cîmpie, unde își sapă cursul la limita estică a conului său de dejecție pînă la Vișina; de aici își croiește un traseu aproape drept pînă la confluența cu Neajlovul. Panta Argeșului pe acest sector scade brusc la 0,63 m/km (valoare medie).

La Pitești, primește din stînga pe *Rîul Doamnei*, afluent cu debite și elemente morfometrice mai mari decît cursul principal ($S = 1\,822$ km²; $L = 109{,}1$ km). Din acest punct, în aval, Argeșul joacă de fapt rolul unui colector submontan, cu o puternică asimetrie spre stînga, compensată în aval numai de Neajlov.

Rîul Doamnei pătrunde cu izvoarele sale pînă în zona de creastă a Munților Făgăraș. Ca și Argeșul, el se formează din confluența a două pîraie alpine: Valea Rea ($S = 95$ km²; $L = 20$ km) (se poate considera ca izvor) și Zîrna ($S = 79$ km²; $L = 17$ km).

În căldarea glaciară Valea Rea sînt cantonate cinci lacuri glaciare mai de seamă, iar pe treptele glaciare tot atîtea cascade, repezișuri, pe pîraiele locale. Însăși Valea Rea izvorăște din lacul Vîștea ($S = 12\,500$ m²), de sub vf. Moldoveanu, primind spre aval afluenți ce vin din lacurile Gălășescu ($S = 3\,800$ m²; $h = 0{,}6$ m) și Bindea ($S = 1\,125$ m²; $h = 0{,}2$ m) pe stînga și din lacurile grupului Galbena pe dreapta (I = 5 200 m²; II = 13 000 m²; III = 2 150 m²).

În valea Zîrnei, lacurile glaciare se găsesc în trei căldări glaciare principale. Rîul pornește din lacul Zîrna ($S = 4\,840$ m²; $h = 0{,}25$ m), în aval fiind însă recepționat de cursul său din dreapta și emisarul lacului Jgheburoasa ($S = 12\,000$ m²; $h = 0{,}8$ m). În amonte de Bahna Rusului, Rîul Doamnei are o pantă medie de 40 m/km.

Pătrunde în sectorul subcarpatic în jurul Slatinei—Nucșoara, unde pantele sale scad în depresiunea internă Brădet—Cîmpulung la 4—8 m/km. Aici are o vale îngustă, cu forme asemănătoare unor chei. Traversează apoi depresiunea longitudinală Șapte-Muscele și intră în zona piemontană a Gruiurilor argeșene în aval de Domnești. Caracteristica acestui sector este mobilitatea mare a albiei rîului care prezintă o eroziune liniară puternică. Acumulările locale de aluviuni duc la formarea insulelor și la despletiri de cursuri mai ales spre aval de confluența cu Rîul Tîrgului.

Rîul Tîrgului ($S = 1\,087$ km²; $L = 69{,}7$ km) are cel mai dezvoltat sistem din bazinul hidrografic al Argeșului. Depășește cu mai bine de 1 000 km² suprafața de bazin a Rîului Doamnei la confluență, deci ar putea fi considerat acesta drept obîrșie a Argeșului,

Își are izvorul sub vf. Păpușa (2391 m), la 2050 m altitudine, fiind format dintr-o serie de torenți alpini. Părăsind căldarea glaciară a Păpușii drenează pe dreapta și căldarea Iezerului în care se află și lacul Iezer ($S = 3\,750$ m²; $h = 5{,}1$ m), drenat de pîrîul Bătrîna $S = 22$ km²; $L = 7$ km). Tot din dreapta primește și pe Rîușorul (S = 40 km²; L = 12 km) (v. fig. 132).

În aval, la Leresti, rîul intră deja în Depresiunea Cîmpulung, traversînd aceleași unități de relief principale longitudinale ca și Rîul Doamnei. Pe acest sector primește aportul cîtorva afluenți mici din stînga, ca: Romănești, Poienari, Ruda, Drăghici, Mănăstirea. Din dreapta, în schimb, se

observă o concentrare de afluenți: Bughea ($S = 92$ km²; $L = 30$ km) și Bratia ($S = 368$ km²; $L = 53$ km).

Bratia izvorăște de pe versantul sudic al masivului Iezerului, tot de la nivelul zonei alpine (2 020 m). În amonte de primirea primului său afluent mai de seamă, al Brătioarei ($S = 33$ km²; $L = 12$ km), la Cîndești, părăsește regiunea montană constituită din șisturi cristaline și pătrunde în zona depozitelor neogene, în Depresiunea Cîmpulung Muscel. Aici primește încă din dreapta pe Năvrapul și Rîușorul ($S = 61$ km²; $L = 18$ km), iar mai în aval pe Slănicul ($S = 46$ km²; $L = 16$ km).

Ultimul afluent mai important al Rîului Tîrgului din stînga este Argeșelul ($S = 242$ km²; $L = 76$ km). El izvorăște de pe versantul sudic al masivului Păpușa, de la 2 020 m altitudine, și traversează zona cristalină fără să primească afluenți, dar cu pante mari (54 m/km) pînă la Nămăiești. Aici pătrunde în zona subcarpatică, iar în aval de Vulturești străbate zona piemontană a Gruiurilor argeșene. Înainte însă de a părăsi zona subcarpatică, primește un singur afluent mai de seamă, din stînga, pe Mzgana ($S = 16$ km²; $L = 11$ km), iar mai în aval,din dreapta, pe Holuba ($S = 19$ km²; $L = 11$ km), un curs intermitent. Din cauza infiltrațiilor puternice în Pietrișurile de Cîndești, pe sectorul piemontan, Argeșelul seacă local în anii deosebiți de secetoși, cum s-a întîmplat în anul 1946. Urmărind limita vestică a Platformei Cîndeștilor, fostul teren de divagare comună a rîului cu Dîmbovița, Argeșelul face o cotitură spre vest înainte de vărsare.

Din bazinul Rîului Doamnei, pe cursul superior principal a fost captat un debit mediu total de 7,13 m³/s spre lacul Vidraru-Argeș, ceea ce afectează o suprafață bazinală de 266 km². Captările principale sînt cele ale Baciului, care cuprinde și Rîul Doamnei în aval de confluența Zîrnei cu Valea Rea, captarea Drăghina și captarea Bradului de pe Cernat (v. fig. 133).

După confluența cu Rîul Doamnei la Pitești, Argeșul colectează afluenți numai din stînga, dinspre Piemontul Cîndeștilor pînă la confluența sa cu Neajlovul. Între aceștia pînă la Ciulnița amintim: Vălenii, Vrînceștii, Rîncăciovul ($S = 66$ km²; $L = 23$ km), Gîrcinovul ($S = 196$ km²; $L = 33$ km) și Budișteanca, sau Glimbocelul ($S = 118$ km²; $L = 27$ km).

Neajlovul ($S = 3\,795$ km²; $L = 187{,}5$ km) izvorăște în imediata apropiere a orașului Pitești, de lîngă comuna Geamăna, de la 322 m altitudine. Panta sa medie este relativ ridicată (1,5 m/km), ceea ce duce la o evacuare ușoară a apelor în timpul apelor mari. Meandrele în lungul său și în lungul afluenților care curg paralel cu Neajlovul au dimensiuni mici, albiile lor fiind mai puțin încăpătoare. În apropiere de Găiești, Neajlovul străbate paralel cu Argeșul un sector de lărgire a cîmpiei de divagare, care în trecut a prilejuit revărsarea apelor Argeșului spre cursul Neajlovului. Primul afluent din stînga, Neajlovelul ($S = 30$ km²; $L = 15$ km) izvorăște chiar din apropierea cursului Argeșului, în aval de Bănănăi, captînd chiar și unele rezerve de ape subterane dinspre aceasta. Din stînga, în Neajlov se mai varsă cîteva pîraie cu scurgere permanentă, cum sînt Izvorul și Ilfovățul ($S = 109$ km²; $L = 32$ km), alimentate și ele probabil dinspre Argeș pe cale subterană. Din dreapta, Neajlovul culege mai ales afluenți cu dimensiuni mai mari, cum sînt: Holboca ($S = 74$ km²; $L = 38$ km), Chipicanu ($S = 97$ km²; $L = 36$ km), Dîmbovnicul ($S = 636$ km²; $L = 129$ km) și Bălăria ($S =$

= 83 km²; L = 13 km). Dîmbovnicul primeşte şi el o serie de afluenţi mai mari, ca: Gliganul (S = 38 km²; L = 17 km), Berivoaia (S = 38 km²; L = 16 km), Mozacu (S = 95 km²; L = 33 km), Negrişoara (S = 50 km²; L = 22 km) şi Jirnovul (S = 106 km²; L = 26 km), toate dezvoltate în condiţiile cîmpiei piemontane acoperită cu loess.

Dezvoltarea cea mai mare dintre afluenţii Neajlovului o are *Cîlniştea* (S = 1 846 km²; L = 102 km), care izvorăşte de lîngă Bîscoveni, din cîmpia piemontană, de la 107 m altitudine. Are o pantă foarte redusă, în jur de 0,5 m/km, şi meandrează foarte puternic între Drăgăneşti-Vlaşca şi Bila. Aceste meandre sînt însă dictate mai mult de fundamentul acumulativ decît de procesele hidrodinamice proprii ale rîului. Primeşte afluenţi din ambele părţi ale versanţilor săi pînă la confluenţa cu Glavaciocul, cum sînt, din stînga, Cenuşarul (S = 41 km²; L = 9 km) şi Rîiosu (S = 55 km²; L = 10 km). Afluenţii din dreapta, dinspre Burnasul de est, sînt mai mari ca dimensiune: Valea Albă sau Singurenii (S = 168 km²; L = = 12 km), V. Porumbenilor sau Trestnicul (S = 169 km²; L = 21 km) şi Ismarul (S = 157 km²; L = 20 km).

Înainte de vărsarea Neajlovului în Argeş, pantele longitudinale ale rîului scad pînă la 0,25 m/km, ceea ce a favorizat apariţia Bălţii Comana în amonte de localitatea Comana.

În avale de confluenţa cu Neajlovul, în Argeş se mai varsă, dinspre stînga, încă doi afluenţi: Sabarul sau Răstoaca şi Dîmboviţa, ambele cu roluri importante în alimentarea şi evacuarea apelor din Bucureşti.

Sabarul (S = 1 358 km²; L = 197,7 km) izvorăşte din partea estică a Piemontului Cîndeştilor, în amonte de comuna Bintău, de la circa 450 m altitudine. Afluentul care se poate considera şi ca izvor adevărat al Sabarului este *Potopul*. El îşi are obîrşia lîngă Cîndeşti, la altitudinea de 661 m, şi devine afluent al Sabarului superior, la Găieşti. Potopul îşi justifică rolul de izvor prin dimensiunile sale mult mai mari decît cele ale Sabarului la confluenţă (Potop, S = 305 km²; L = 51 km; iar Sabarul superior, S = 62 km²; L = 28 km). Rîul iniţial se vărsa în Argeş, la Crivina, însă în anul 1796 apele sale au fost îndreptate artificial spre cursul Răstoacei, aspectul său actual fiind impus deci de necesităţile de suplimentare cu debite ale cursului inferior. Cu scopul de descongestionare a Dîmboviţei în timpul apelor mari, în 1805 a fost săpat un canal dinspre Dîmboviţa spre Ciorogîrla,, afluent al Sabarului (S = 117 km²; L = 48 km), canal care este folos't şi azi fiind suplimentat şi din direcţia Argeşului prin Canalul Crivina—Dudu (v. fig. 132). Astfel, Sabarul în starea sa actuală are un regim hidrologic transformat. Dintre afluenţii săi superiori, cu regim natural, se menţionează: Strîmba (S = 32 km²; L = 16 km afl. Potop), V. Foii (S = = 84 km²; L = 20 km, afl. Potop), V. Cuparului (S = 44 km²; L = = 9 km), Suţa (S = 162 km²; L = 36 km) şi Băii (S = 99 km²; L = = 22 km).

Dîmboviţa (S = 2 759 km²; L = 266 km) este afluentul cel mai important al sistemului Argeş atît ca debite, cît şi ca unitate hidrografică, care stă la baza unor serii de lucrări de amenajări, alimentări cu apă şi mai ales ca recipient al apelor reziduale ale Bucureştiului, pe care-l traversează (cca 500 000 m³/zi). Cursul său se formează pe versantul estic al Munţilor Făgăraş, din confluenţa a două pîraie alpine, Boarcăşul şi Valea Vladului. Dacă considerăm ca izvor Boarcăşul, născut din două mici lacuri glaciare

situate sub vf. Roşu din Masivul Iezerului (2 461 m), atunci obîrşia sa se află la 2 240 m altitudine. Valea Vladului ($S = 20$ km^2; $L = 8$ km), din stînga, izvorăşte de sub Berevoieşul Mare (2 309 m). Pînă la culmea Leresculului are cursul longitudinal, paralel cu creasta carpatică, iar de aici face o cotitură spre sud, ocolind pe la est masivul Păpuşii. Valea sa este străjuită spre est de masivul cristalin al Leaotei, iar la nord de crestele calcaroase ale Pietrei Craiului pe care, în extremitatea lor sudică, le străbate şi Dîmboviţa, formînd complexul de chei aproape unice ca frumuseţe — Cheile Dîmboviţei. I. Popescu-Argeşel, studiind această regiune, pe cursul principal şi pe micii afluenţi locali a numărat 14 chei locale bine individualizate, care ne indică un stadiu avansat de carstificare a calcarelor mezozoice. Dintre afluenţii montani mai mari, pe acest sector se pot aminti: Dîmbovicioara ($S = 48$ km^2; $L = 11$ km), Cheiei ($S = 32$ km^2; $L = 12$ km) şi Ghimbavul ($S = 40$ km^2; $L = 12$ km) toţi din stînga. În aval de chei se varsă în rîu primul său afluent mai mare: Rîuşorul ($S = 53$ km^2; $L = 16$ km), izvorît de pe versantul sudic al masivului Păpuşa. Continuîndu-şi cursul spre sud rîul pătrunde în zona subcarpatică, traversează Depresiunea longitudinală a Cîmpulungului în partea sa estică, dealurile subcarpatice la contactul cărora cu conglomeratele calcaroase cretacice ale masivului Bucegi apar alte chei, apoi depozite eocene. În zona piemontană formează o vale largă cu puternice divagări la limita estică a Piemontului Cîndeşti în propriul său con de dejecţie construit în „colaborare" cu Ialomiţa, care însă şi-a ales calea pe versantul estic al conului (în aval de Tîrgovişte).

Afluenţii din zona muntoasă sînt mici; ei se grupează mai ales pe stînga, cum sînt: Hotaru, Bădenilor ($S = 57$ km^2; $L = 15$ km), Valea lui Coman, Valea Largă ($S = 29$ km^2; $L = 12$ km), Rîul Alb ($S = 98$ km^2; $L = 23$ km), urmînd apoi singurul curs „mai mare" din dreapta, dinspre Platforma Cîndeştilor, Aninoasa ($S = 22$ km^2; $L = 12$ km). În aval, în sectorul cîmpiei de divagare, primeşte încă din stînga pe Valea Satului ($S = 30$ km^2; $L = 14$ km) şi Ilfovul, a cărui zonă de izvoare a fost legată cu Colentina în 1850, cu scopul de a descongestiona Dîmboviţa, în amonte de Bucureşti.

În fine, în aval de Bucureşti, Dîmboviţa primeşte pe cel mai mare afluent al său din stînga — Colentina, iar mai în aval — Pasărea.

Colentina ($S = 526$ km^2; $L = 98$ km) a fost un mic afluent de tip „mostişte" al Argeşului, cu numeroase zone lacustre acoperite cu stuf. În cel de al treilea deceniu al secolului nostru s-a elaborat planul de amenajare al rîului şi a început crearea unei serii de lacuri artificiale în lungul lui, al căror număr pînă în anii 1975 se va ridica la 16. Dintre lacurile mai mari amintim: Colacu ($S = 30$ ha), Ciocăneşti ($S = 90$ ha), Buftea (200 ha), Buciumeni (65 ha), Mogoşoaia (86 ha), Băneasa (36 ha), Herăstrău (70 ha), Floreasca (56 ha), Tei (65 ha), Fundeni (82 ha) şi Cernica (402 ha). În prezent se lucrează la amenajarea lacurilor Pantelimon II (260 ha; $L = 2{,}5$ km), Griviţa şi Străuleşti, iar pînă în anul 1975 vor fi amenajate lacurile Cernica, Mogoşoaia, Chitila, Fundeni şi Buciumeni. După 1975 se vor realiza încă lacurile Plumbuita şi Pantelimon I, prin care suprafaţa lacustră totală va ajunge la cca 2 000 ha, iar volumul acumulat în lungul Colentinei va fi de cca 52 mil. m^3. Prin afluentul Colentinei — Crevedia ($S = 70$ km^2; $L = 30$ km) a fost creat sistemul de canale Bilciureşti-Colentina, prin care sistemul Colentinei primeşte din Ialomiţa o suplimentare de debite după

TABELUL 108

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinul hidrografic Argeș

Rîul	Punct	Dist. izvor (km)	Alt. punct. (m)	Suprafața bazin (km²)	Altit. med. (m)	Panta med. (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Buda (Argeșul)	Izvor	—	2 030	—	—	—
Buda	P.h. Buda	22,4	767	97	1 636	463
				112	1 636	463
Argeșul	Confl. Capra*	22,6	764	242	1 535	422
Capra	P.h. Buda	20,1	764	94	1 693	374
Argeșul	P.h. Tunel	31,1	675	289	1 465	354
Argeșul	P.h. Pleașa	31,8	666	290	1 465	354
Argeșul	P.h. Curtea de Argeș	61,5	412	568	1 120	283
				724	982	255
Argeșul	Confl. Vîlsan	86,7	311	1 083	934	238
Vîlsanul	Izvor	0	2 310	—	—	—
Vîlsanul	P.h. Băile Brădet	37,6	680	115	1 370	328
Vîlsanul	P.h. Brădet	39,9	643	128	1 366	327
Vîlsanul	P.h. Mălureni	68,2	385	267	963	222
Vîlsanul	P.h. Valea Mărului	82,6	319	352	841	190
Vîlsanul	Confl. Argeș	84,6	311	358	838	189
Argeșul	P.h.Pitești-pod	107,8	261	1 239	869	217
				1 239	869	217
Argeșul	Confl. R. Doamnei	108,0	260	3 061	866	236
Rîul Doamnei	Izvor	0	2 190	—	—	—
Rîul Doamnei	P.h. Bahna Rusului	42,9	628	351	1 492	569
Rîul Doamnei	P.h. Darmănești	85,6	337	548	1 281	349
				595	1 070	331
Rîul Doamnei	Confl. R. Tîrgului	97,9	290	1 683	887	243
Rîul Tîrgului	Izvor	0	2 050	—	—	—
Rîul Tîrgului	P.h. Apa Sărată	29,8	546	186	1 245	355
				441	878	224
Rîul Tîrgului	Confl. Bratia	61,0	322	803	840	214
Bratia	Izvor	0	2 020	—	—	—
Bratia	P.h. Rîușor	24,6	543	117	1 041	260
Bratia	P.h. Berevoiești	30,4	491	199	995	225
Bratia	Confl. R. Tîrgului	56,9	322	362	792	202
				841	822	206
Rîul Tîrgului	Confl. Argeșel	67,7	296	1 083	787	196
Argeșelul	Izvor	0	2 020	—	—	—
Argeșelul	P.h. Nămăești	24,3	718	39	1 191	271
Argeșelul	P.h. Davidești	63,6	364	208	676	151
Argeșelul	Confl. Rîul Tîrgului	76,0	296	242	664	160
Rîul Tîrgului	Confl. R. Doamnei	69,7	290	1 087	787	194
Rîul Doamnei	P.h. Mărăcineni	107,5	264	1 790	863	232
Rîul Doamnei	Confl. Argeșul	109,1	260	1 822	863	232
Argeșul	P.h. Pitești	108,3	260	3 064	866	236
Argeșul	P.h. Bănănăi-Pitești-ștrand	114,7	250	3 110	858	233
Argeșul	P.h. Fundu Părului	180,2	140	3 698	778	211
Argeșul	P.h. Malu Spart	210,7	104	3 785	765	207
Argeșul	P.h. „30 Decembrie 1947" (Copăceni)	256,1	59	3 983	732	197

* Inclusiv valea Cumpănei

CONTINUAREA TABELULUI

Rîul	Punct	Dist. izvor (km)	Alt. punct. (m)	Suprafaţa bazin (km²)	Altit. med. (m)	Panta med. (m/km)
1	2	3	4	5	6	7
Argeşul	Confl. Neajlov	276,8	40	4 050	717	194
				7 845	430	110
Neajlovul	Izvor	0	322	—	—	—
Neajlovul	P.h. Corbii Mari	91,9	122	413	200	10
Neajlovul	Confl. Dîmbovnic	125,5	79	664	169	9
				1 301	177	11
Dîmbovnicul	Izvor	0	321	—	—	—
Dîmbovnicul	P.h. Slobozia	71,5	152	314	227	16
Dîmbovnicul	Confl. Neajlovul	129,4	79	636	185	14
Neajlovul	P.h. Călugăreni	167,3	46	1 700	154	11
Neajlovul	Confl. Cîlniştea	169,9	34	1 703	154	11
				3 550	125	11
Neajlovul	Confl. Argeşul	187	40	3 795	123	11
Argeşul	Confl. Sabarul	289,5	33	7 925	430	103
				9 284	399	97
Sabarul	Izvor	0	661	—	—	—
Sabarul	P.h. Gura Foii	48,4	191	204	346	93
Sabarul	P.h. Găeşti	51,1	187	282	320	80
Sabarul	P.h. Bolintin Vale	134,6	98	898	229	40
Sabarul	Confl. Argeşul	197,7	33	1 358	180	29
Argeşul	P.h. Budeşti	304,0	26	9 365	391	95
Argeşul	Confl. Dîmboviţa	305,5	25	9 375	391	94
				12 134	394	96
Dîmboviţa	Izvor	0	2 240	—	—	—
Dîmboviţa	P.h. Valea lui Ivan	29,5	2 848	65	1 485	431
Dîmboviţa	P.h. Podul Dîmboviţei	41,8	731	251	1 375	394
Dîmboviţa	P.h. Malul cu Flori	79,2	455	680	1 131	335
Dîmboviţa	P.h. Conţeşti	158,4	145	1 054	876	241
Dîmboviţa	Confl. Ilfov	192,4	96	1 203	770	213
				1 468	679	173
Dîmboviţa	Confl. Colentina	229,4	49	1 614	621	161
				2 140	495	123
Colentina	Izvor	0	330	—	—	—
Colentina	P.h. Colacu	15,0	130	49*	166	13
Colentina	P.h. Buftea	38,4	100	266	154	11
Colentina	P.h. Cernica	82,0	52	509	121	10
Colentina	Confl. Dîmboviţa	98,0	49	526	103	10
Dîmboviţa	Confl. Pasărea	239,9	40	2 166	492	122
				2 437	447	109
Dîmboviţa	Confl. Cîlnăul	258,3	29	2 548	427	104
				2 718	410	100
Dîmboviţa	Confl. Argeşul	266	25	2 759	408	98
Argeşul	P.h. Clăteşti	323,7	18	12 477	380	93
Argeşul	Confl. Dunărea	339,6	10	12 521	376	90

* După legarea Ilfovului cu Colentina, aceste două rîuri formează în prezent un singur sistem comun. Din acest motiv, la suprafaţa Colentinei, la Colacu şi în aval, se mai adaugă şi suprafaţa Ilfovului (148 km²).

necesități. Același scop este urmărit și prin afluentul din amonte, Baranga ($S = 104$ km^2; $L = 31$ km).

Pasărea ($S = 237$ km^2; $L = 42$ km) se varsă în Dîmbovița, la Fundeni. Este un rîu de tip „mostiște", în lungul căruia întîlnim, pe lîngă cîteva lacuri naturale, și o serie de iazuri. Șirul lor începe cu lacul Afumați (12 ha) și continuă cu lacul Moara Domnească (12 ha), Pasărea (7 ha), Brănești (31 ha) și se termină cu lacul Fundeni (37 ha).

În aval de Dudu, albia Dîmboviței este canalizată și local îndiguită pînă la vărsare. Prin aceasta, vitezele rîului s-au mărit, iar în urma derivației reconstruite în 1886 spre Ciorogîrla, în albia rîului se menține, în medie, un debit de 8,0 m^3/s. Albia regularizată colectează și apele uzate ale Bucureștiului (0,5 mil. m^3/zi), apele din timpul viiturilor, precum și cele provenite prin drenarea pînzei freatice. Lunca Dîmboviței a rămas mult timp în stare naturală pe ea producîndu-se înmlăștiniri (circa 3 000 ha); circa 5 000 ha erau încă inundabile, mai ales în aval de București. Situația s-a menținut pînă în 1956, cînd s-au făcut lucrări importante hidroameliorative pînă la vărsare, cuprinzînd lucrări de regularizare a albiei Dîmboviței, îndiguiri, desecări, amenajări pentru irigații etc. În amonte de vărsarea sa în Argeș, Dîmbovița primește încă un afluent din dreapta, Valea Cîlnăului ($S = 203$ km^2; $L = 27$ km) pe care, în amonte de vărsare, a fost construit un baraj, iar iazul creat servește în primul rînd irigațiile.

În aval de Budești, Argeșul are deja o vale largă, căptușită cu depozite nisipoase, rezultate din măcinarea aluviunilor transportate din munți, inițial cu dimensiuni mult mai mari. Aceste sedimente îi dau o mobilitate mare albiei Argeșului, care tinde să se abată spre vest. Mai primește trei pîraie mici din stînga înainte de vărsarea sa în Dunăre: Rasa ($S = 95$ km^2; $L = 19$ km), Luica ($S = 197$ km^2; $L = 10$ km) cu două lacuri artificiale în lungul său și Mitreniul ($S = 43$ km^2; $L = 6$ km) cu lacul Mitreni, lac de tasare.

După 1914 în bazinul Argeșului au existat 75 de posturi hidrometrice. Dintre ele au rămas în funcțiune în 1955 în total 41 de posturi, iar la 31 a fost posibilă determinarea scurgerii medii directe pe perioada 1950—1967.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanțul hidrologic și scurgerea medie. În bazinul Argeșului bilanțul hidrologic se modifică treptat cu altitudinea în condițiile fizico-geografice tranzitorii de la stepa din sudul bazinului, silvo-stepă, zona pădurilor pînă la etajul alpin (inferior), tipic regiunilor carpatice.

În bilanțul hidrologic actual au intervenit însă modificări profunde prin construirea numeroaselor obiective hidrotehnice reprezentate schematic în fig. 133. Faptul că sistemul Argeșului primește în plus față de condițiile inițiale, naturale, și o parte din apele Topologului, determinarea în viitor a parametrilor scurgerii va fi mult mai greoaie însă hidrocentrala de pe Argeș va reprezenta controlul suprem al exactității studiilor hidrologice. Suplimentarea în viitor a debitelor sistemului va continua prin captarea cursurilor de apă din nordul și vestul masivului făgărășan spre Dîmbovița (fig. 132), sistemul Argeșului devenind o arteră tot mai impor-

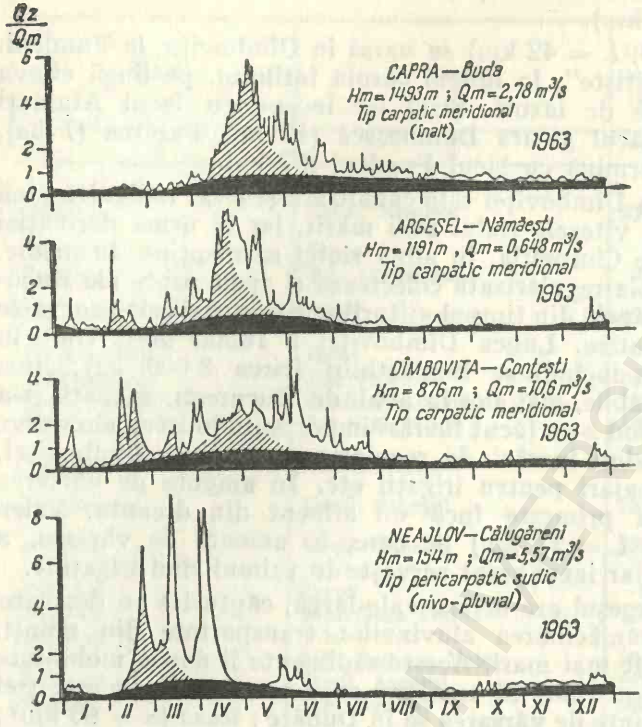


Fig. 134. Hidrografe caracteristice din bazinul Argeşului (I. Ujvári).

tantă pentru alimentări cu apă, în special pentru asigurarea cerinţelor Capitalei.

O diferenţiere a valorilor bilanţului hidrologic în ansamblu se produce în bazin la altitudinile mari. Astfel, dacă bazinul Argeşului superior îşi culege apele în condiţii de umiditate deosebit de abundentă (scurgerea raionul II), Dîmboviţa se formează în zona de descendenţă a maselor de aer, puternic adăpostită la limita estică a masivului Făgăraş. Astfel, precipitaţiile medii în partea vestică a bazinului ating 1 200—1 400 mm la altitudini mai mari de 2 000 m, scurgerea medie 1 000—1 200 mm în circurile glaciare, iar evapo-transpiraţia variază în jur de 200—300 mm. În etajul alpin, slab dezvoltat, din bazinul Dîmboviţei, precipitaţiile medii rămîn în jur de 1 000 mm, iar scurgerea abia ajunge la valorile de 700—800 mm.

În cadrul etajului subalpin abundenţa precipitaţiilor şi a scurgerii scade esenţial, majoritatea părţii centrale a bazinului Argeşului fiind cuprinsă în raionul $Y_0 = f(H_m)$ cu nr. VI. Este interesant, că spre regiunile piemontane se conturează în bazin cea de a treia zonă cu gradienţii maximi ai precipitaţiilor — cuprinsă între 300 şi 800 m altitudine, din care rezultă apariţia aici a raionului V (v. fig. 20).

Scăderea valorilor precipitaţiilor medii şi a scurgerii medii se observă spre sud, cîmpia fiind caracterizată de $X_0 = 500—620$ mm; $Y = 20—70$ mm şi $Z = 490—560$ mm (v. fig. 23).

TABELUL 109

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor din bazinul Argeş (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S.baz (km²)	H.med (m)	Q_0 (m³/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Observaţii
Buda	Buda	97	1 636	2,86	1 290	930	360	280	
Capra	Buda	94	1 693	3,0	1 360	1 005	355	300	
Argeş	Tunel	289	1 465	6,98	1 170	763	407	248	
Argeş	Curtea de Argeş	568	1 120	9,32	1 040	556	484	178	
Vîlsan	Brădet	128	1 366	2,69	1 080	660	420	210	
Vîlsan	Muşeteşti	182	1 210	3,25	1 015	564	451	168	
Vîlsan	Mălureni	267	963	3,70	945	437	508	139	
Argeş	Piteşti-Pod	1 239	869	15,1	915	383	532	118	
Rîul Doamnei	Bahna Rusului	351	1 492	8,53	1 175	765	410	218	
Rîul Doamnei	Stăneşti	432	1 354	9,80	1 165	713	452	210	
Rîul Doamnei	Dărmăneşti	548	1 281	9,85	1 020	561	459	168	
Rîul Tîrgului	Apa Sărată	186	1 245	4,32	1 080	732	448	220	
Argeşul	Nămăieşti	39	1 191	0,60	965	485	480	130	
Rîul Doamnei	Mărăcineni	1 790	863	19,6	860	345	515	104	
Argeş	Bănănăi-Piteşti-ştrand	3 110	858	34,9	877	354	523	105	
Rîncăciov	Gorganu	62	376	0,28	700	142	558	35	
Cîrcinov	Topoloveni	195	452	0,96	710	155	555	36	
Argeş	Malu Spart	3 785	763	38,5	845	321	524	100	
Neajlov	Moara din Groapă	372	202	1,28	655	109	546	20	
Glavacioc	Videle	320	132	0,46	570	45	535	8	
Glavacioc	Crovu	546	117	1,05	580	61	529	10	
Cîlniştea	Stoeneşti	1 761	99	2,30	560	41	519	8	
Neajlov	Călugăreni	3 550	125	6,48	595	58	537	10	
Sabar	Gura Foii	204	346	0,91	718	141	577	28	
Sabar	Bolintin Vale	899	229	2,13	632	75	557	12	
Argeş	Budeşti	9 365	391	49,7	705	167	538	52	
Dîmboviţa	Valea lui Ivan	165	1 530	3,72	1 130	710	420	215	
Dîmboviţa	Podul Dîmboviţei	251	1 375	4,55	1 017	572	445	190	
Dîmboviţa	Malu cu Flori	680	1 131	9,55	927	442	425	140	
Dîmboviţa	Conţeşti	1 054	876	11,2	845	335	510	110	
Argeş	Clăteşti	12 477	380	63,0	692	160	532	50	Valoare dedusă

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Privite în ansamblu, precipitaţiile medii pe bazin reprezintă 689 mm, din care se scurg 162 mm (61,4 m³/s), iar evapo-transpiraţia medie este deci de 527 mm. Alimentarea subterană reprezintă la vărsare 31%, deci scurgerea subterană este de 51 mm, cea superficială de 111 mm, coeficientul scurgerii de 0,23, iar umezirea totală a solului de 578 mm. La debitul mediu, pentru viitor se mai poate adăuga şi debitul de 2,35 m³/s, captat dinspre Topolog (bazinul Olt).

Repartiţia scurgerii în timpul anului. Zonalitatea verticală a reliefului se reflectă în repartiţia scurgerii. Astfel, în zona înaltă, după o perioadă de acumulare a zăpezilor timp de 5—6 luni, cînd scurgerea superficială practic lipseşte, urmează o perioadă îndelungată de topire a zăpezilor (aprilie-august), peste care se suprapun ploile de la începutul verii. Prin urmare, scurgerea cea mai ridicată se observă în luna mai. Avînd în vedere că Vîlsanul, Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului, Argeşelul şi Dîmboviţa primesc o alimentare bogată din această zonă, în lungul rîului se întipăresc aceste caracteristici de regim, menţinîndu-se pînă la vărsare.

Avînd în vedere că toţi afluenţii mai importanţi ai bazinului au izvoarele în circurile glaciare, practic lipsesc rîurile tipice pentru zona subalpină, cu volumul maxim al scurgerii în aprilie. În schimb, sînt prezente rîurile de cîmpie şi dealuri, cu volumul maxim în martie (v. tabelul 110).

Iarna, în zona alpină se formează 10—15% din scurgerea medie anuală, însă acest procentaj creşte în regiunile de cîmpie pînă la 29—30% (v. tabelul 110, Neajlov). Primăvara, procentajul scurgerii este în jur de 38—42% în toate zonele de relief. Diferenţieri mai mari se observă vara, cînd ploile au un efect deosebit în munţi, unde procentajul atinge 30—35%, în timp ce în cîmpie rămîne în jur de 17—18%. Toamna, se observă o nouă uniformizare de circa 13—16% în diferitele zone de altitudini. Astfel, deci, exemplul Neajlovului ne întăreşte afirmaţia că partea sudică a ţării, respectiv Cîmpia Română şi Piemontul Getic, se poate include foarte bine în Provincia Central-europeană.

Scurgerea şi debitele maxime. Aceste fenomene se produc în perioada ploioasă a anului, mai ales în regiunile subalpine şi de cîmpie. Maximele provenite din topirea zăpezilor reprezintă valori cu 10—30% mai mici la aceleaşi frecvenţe, deoarece topirea zăpezilor se produce mai lent, şi numai în cazul asocierii cu ploi intense, pot lua naştere viituri periculoase primăvara.

Scurgerea maximă elementară în regiunile de munte şi cele piemontane atinge valori ridicate, între 16 şi 24 m³/s/km², iar în cele de cîmpie pînă la 8—12 m³/s/km². Menţionăm viiturile deosebit de distrugătoare din ploi în ecartul de altitudini de 250—1 000 m. Tot aici a fost observată ploaia cea mai abundentă şi cea mai intensă din ţara noastră (205 mm/20 min. la 7 VII 1889) la Curtea-de-Argeş. În cele două zone se diferenţiază chiar şi relaţiile dintre scurgerea maximă şi indicele $q_{max} = f\left(\frac{Hm}{F}\right)$ (v. fig. 37).

În tabelul 111 sînt redate debitele maxime cu diferite asigurări pentru unele puncte de observaţie în lungul cursului principal şi al afluenţilor. Din acest material se poate urmări şi scăderea scurgerii maxime specifice o dată

TABELUL 110

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din sistemul Argeşului (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Buda	Buda	4,05	3,80	5,33	12,1	21,6	17,2	9,42	6,96	4,67	4,66	5,35	4,86	12,7	39,0	33,6	14,7	CMa
Argeş	Tunel	3,98	3,96	5,60	12,8	21,2	17,0	9,12	6,85	4,72	4,46	5,46	4,85	12,8	39,6	33,0	14,6	CMa
Argeş	Curtea de Argeş	4,62	4,83	7,49	14,3	20,0	15,8	8,22	6,08	4,16	4,08	5,28	5,14	14,6	41,8	30,1	13,5	CM
Vilsan	Brădet	4,70	4,70	6,07	12,6	22,8	15,9	8,15	6,07	4,20	4,05	5,26	5,50	14,9	41,5	30,1	13,5	CM
Argeş	Piteşti-pod	5,69	6,52	8,50	13,4	18,9	14,8	8,30	5,05	3,54	3,60	5,45	6,25	18,5	40,8	28,1	12,6	CM
Rîul Doamnei	Bahna Rusului	4,05	4,10	5,06	11,5	21,7	17,3	9,80	6,90	4,86	4,55	5,27	4,91	13,1	38,3	34,0	14,6	CM
Rîul Tîrgului	Cîmpulung	4,80	5,07	6,41	11,9	17,1	14,0	9,80	7,90	4,94	5,32	7,00	5,76	15,6	35,4	31,7	17,3	CM
Argeşul	Nămăieşti	4,84	5,94	7,60	16,0	17,7	13,1	8,15	6,75	4,15	4,15	5,95	5,67	16,5	41,3	28,0	14,2	CM
Argeş	Bănănăi	5,55	6,34	8,85	13,9	18,4	14,8	8,25	5,42	3,55	3,64	5,50	5,80	17,7	41,1	28,5	12,7	CM
Neajlov	Călugăreni	10,3	12,5	20,5	14,8	8,20	8,00	4,36	2,74	2,77	3,06	4,96	7,81	30,6	43,5	15,1	10,8	PcS
Sabar	Gura Foii	7,68	14,3	20,2	14,5	11,2	12,3	4,30	2,83	1,73	1,92	3,46	5,58	27,6	45,9	19,4	7,10	PcS
Argeş	Budeşti	6,78	7,52	11,0	15,2	17,7	15,4	6,93	4,48	2,38	2,55	4,52	5,54	19,8	43,9	26,8	9,50	CM+PcS
Dîmboviţa	Podul Dîmboviţei	4,40	4,38	4,61	11,8	21,9	17,4	9,50	7,85	4,50	4,20	4,76	4,70	13,5	38,3	31,7	14,6	CMa
Dîmboviţa	Conţeşti	5,16	6,15	8,10	12,6	17,4	15,5	8,90	7,45	4,06	4,50	5,43	5,20	16,5	38,1	31,9	13,5	CM

CM — Carpatic meridional; PcS — pericarpatic sudic; a — variantă alpină inf.

cu creşterea suprafeţei bazinale, care la Budeşti este de 180 l/s/km², iar la vărsare de circa 170 l/s/km² (asig. 1 %).

TABELUL 111

Debitele şi scurgerea maximă pe riurile din bazinul Argeş (I.M.H.)

Riul	Post	Debite maxime cu asigurare			Scurgerea maximă (asig. 1% l/s/km²)
		1%	5%	10%	
Argeş	Piteşti-pod	630	390	310	507
Argeş	Bănănăi-Piteşti ştrand	1 300	940	780	418
Argeş	Malu Spart	1 170	810	670	309
Argeş	Budeşti	1 880	1 190	950	180
Rîul Tîrgului	Apa Sărată	260	180	140	1 400
Sabar	Gura Foii	205	144	115	1 005

Anii cu debitele maxime, caracteristici în regiunile de munte ale bazinului, au fost 1956, 1957 şi 1961.

Prin construirea sistemului hidroenergetic de la Vidraru s-a obţinut reţinerea completă a viiturilor cu debite mari şi Argeşul pînă la Piteşti are un regim compensat, deci se elimină problema inundaţiilor. Regimul natural din sistemul Rîului Doamnei menţine încă variaţii mari în avale de Piteşti, însă efectul viiturilor scade la 60—70% faţă de situaţia anterioară, cînd prin suprapunerea cu viiturile Argeşului s-au creat situaţii catastrofale în această zonă de convergenţă a apelor.

Scurgerea şi debitele minime. Aceste fenomene au fost studiate la 17 posturi hidrometrice, la care s-au stabilit valorile debitelor minime medii lunare (iarna şi în perioada caldă) cu asigurări diferite şi debitele minime zilnice de vară-toamnă. Se remarcă în general zonalitatea verticală foarte bine conturată a scurgerii minime care în regiunile de cîmpie are valori de 0,10—0,15 l/s/km² (asig. 95%); în cazul scurgerii medii minime lunare la nivelul etajului alpin se ridică pînă la 8—10 l/s/km². Zona piemontană este relativ îngustă în bazinul Argeşului, din care cauză pierderi de seamă se observă mai mult cu caracter local la izvoarele Neajlovului, Sabarului, pe Argeşel în avale de Nămăieşti (rîul a secat în 1946 pe porţiuni de zeci de kilometri) etc.

În general, în bazin scurgerea minimă se formează în perioada de vară, însă în munţi, ca şi pretutindeni în Carpaţi, minimele de iarnă reprezintă scurgerea cea mai redusă (v. tabelul 112).

În cursul inferior al rîurilor, dar mai ales al Argeşului, folosinţele de apă reduc în mare măsură scurgerea în perioadele secetoase (v. tabelul 113).

Nu cunoaştem deocamdată regimul exact de exploatare a hidrocentralei de la Argeş, însă se poate presupune că debitele minime mai sus conturate pe sectorul inferior al Argeşului vor creşte simţitor, dar nu vor scădea probabil sub 12 — 16 m³/s, ceea ce creează posibilităţi mari de irigaţii şi pentru asigurarea unui consum corespunzător al Capitalei.

În perioadele secetoase, scurgerea din rîuri şi pîraie scade în mod simţitor în zona de cîmpie a Burnasului, Vlăsiei, Bărăganului. Secarea rîurilor nu

TABELUL 112

Date de bază privitoare la scurgerea minimă din bazinul Argeşului (1950—1967)

Riul	Post	Debit minim lunar perioada rece		Debit minim lunar perioada caldă		Anul Qmin 95% (l/s/km²)	Qmin 95% (m³/s) Zi (perioada caldă)
		Qmin (m³/s)	Luna-anul	Qmin (m³/s)	Luna-anul		
Buda	Buda	0,46	I.1964	0,70	IX.1952	4,75	0,34
Capra	Buda	0,80	II.1952	0,90	VIII.1952	6,70	—
Argeş	Tunel	1,24	I.1964	1,85	X.1965	4,30	0,94
Argeş	Curtea de Argeş	1,73	II.1964	2,02	XI.1963	3,05	1,42
Vilsan	Brădet	0,48	I.1963	0,39	IX.1963	3,05	0,37
Argeş	Piteşti-pod	3,26	I,II.1954	3,40	X.1965	2,64	2,67
Doamnei	Bahna Rusului	1,32	I.1964	1,93	XI.1957	3,74	1,18
Tîrgului	Apa sărată	1,21	XII.1951	1,27	I.1964	6,5	0,43
Argeşel	Nămăieşti	0,13	I.1964	0,14	IX.1950	3,33	0,08
Argeş	Piteşti-ştrand	4,20	I.1964	7,90	XI.1950	1,35	4,51
Argeş	Malul Spart	4,96	I.1964	8,13	XI.1963	1,31	4,85
Neajlov	Călugăreni	1,38	I.1964	0,60	VIII.1952	0,168	0,21
Potop (Sabar)	Gura Foii	0,01	I.1954	0,000	1950,52,53	0,000	0,000
Sabar	Poenari (Bolintin)	0,46	I.1963	0,000	VII,VIII.1950	0,000	0,000
Argeş	Budeşti	3,93	I.1964	3,82	IX.1950	0,41	1,39
Dîmboviţa	Podul Dîmboviţei	0,56	XII.1963	1,12	XI.1961	2,22	0,23
Dîmboviţa	Malul cu Flori	1,87	I.1964	3,17	XI.1963	2,75	1,30
Dîmboviţa	Conţeşti	1,70	I.1964	2,18	IX.1950	1,62	1,44
Colentina	Colacu	0,11	XII.1961	0,05	IX.1965	0,20	0,02

BCU IAŞI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

TABELUL 113

Debitele minime influențate de consumurile de apă (m^3/s) din rîuri în perioada scurgerii scăzute (asigurări 80% și 90%) în bazinul Argeș

Rîul	Post	Perioada aprilie-septembrie			
		Asig. 80%		Asig. 97%	
		Natural	Influențat	Natural	Influențat
Argeș	Malu Spart	6,70	6,05	4,90	4,64
Argeș	Budești	7,70	3,35	5,05	1,29
Colentina	Colacu	0,030	0,023	0,020	0,016

este totuși un fenomen deosebit de caracteristic pentru bazinul inferior al Argeșului, ceea ce se explică prin adîncirea albiilor fluviatile pînă la nivelul apelor freatice și legăturile reciproce care există între ele (cursurile inferioare ale rîurilor din sistemele Neajlov, Argeș, Dîmbovița, Sabar). Secări se observă în cazul rîurilor mai mici din zona piemontană și în cazul afluenților Cîlnișteі dinspre Burnas. Suprafețele bazinale ale acestora nu depășesc 300—500 km^2. În viitor însă, rețeaua rîurilor de cîmpie va servi mai mult pentru răspîndirea artificială a rezervelor de apă disponibile pentru irigații, deoarece pentru alimentarea localităților rurale servesc și vor servi cu succes încă mult timp apele subterane.

Temperatura apei. În bazinul Argeșului temperatura poartă amprenta climei Europei centrale și de sud, ceea ce se resimte și în cazul rîurilor montane. Astfel, iernile nu sînt atît de aspre ca în bazinul Siretului, ca urmare nici fenomenele de îngheț nu sînt atît de stabile. Vara, încălzirea apelor este mai moderată, temperaturile maxime înregistrate ajungînd de exemplu în bazinul Neajlovului pînă la 35°C.

Temperatura medie anuală a apei este mai ridicată cu 1—3°C față de cea a aerului, la Tunel fiind de 6,4°C, la Pitești 9°C, iar la Budești 11,5°C (pe Argeș). Numărul decadelor cu temperaturi medii de peste 10°C este în jur de 5—8° în etajul alpin, 8—12° între altitudinile de 1 400 și 1 800 m, între 12 și 18° în zona subalpină joasă și peste 18°C (maximum 20,6°) în regiunile joase. Temperaturile de peste 20°C lipsesc aproape cu desăvîrșire în regiunile de munte și variază în jur de 5 decade (maximum 7,6°) în regiunile piemontane și de cîmpie.

Regimul termic este cel obișnuit cu maxime în iulie. Trecerea la temperaturi persistente sub +1°C se produce în noiembrie, în zona alpină, și abia în ianuarie în regiunile joase, iar revenirea peste valorile mai mari se produce în februarie în cîmpii și în martie-aprilie la altitudini mari. În fig. 45 sînt reprezentate cîteva diagrame de temperaturi medii lunare, și valorile aproximative ale izotermelor anuale.

Fenomenele de îngheț. Deși încep timpuriu în anii cu influență continentală mai accentuată (la începutul lui noiembrie), întîrzie mult în anii cu influențe climatice subtropicale (ianuarie). Aceeași variabilitate se observă, între altele, la toate fenomenele de îngheț. Astfel, durata medie totală a perioadei cu îngheț variază între 30 și 60 de zile în regiunile joase, și se ridică pînă la 80—90 de zile în zona alpină.

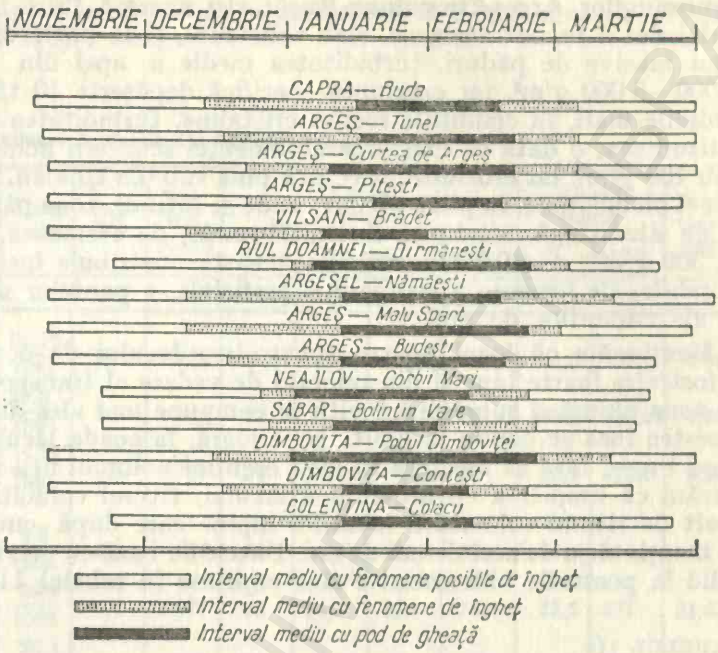


Fig. 135. Diagramele datelor caracteristice ale fenomenelor de îngheţ din bazinul Argeşului (I. Ujvári).

Pe sectoarele cu căderi deosebit de mari şi cu albii de dimensiuni mici, podul de gheaţă propriu-zis poate să lipsească, iar năboiul se poate forma cu mici întreruperi aproape în tot timpul iernii, chiar pînă la vărsarea Argeşului în Dunăre. Acumularea de la Vidraru va avea efecte atenuante şi în regimul de îngheţ al rîului.

În medie sînt circa 25—35% din ierni mai călduroase, cînd podul de gheaţă nu se formează de loc pe rîurile sistemului, uneori ele apărînd abia pe la sfîrşitul iernii, temporar, în urma unor invazii reci de aer. Astfel, posibilitatea formării podului de gheaţă este reală în tot timpul iernii. Media datei de formare al lui este în jur de 5—16 ianuarie, iar al dispariţiei, în cea de a treia decadă a lunii februarie.

Dezgheţul cuprinde de obicei întregul bazin în decurs de cîteva zile, însă încălzirea cea mai rapidă se produce în zona piemontană (inversiuni termice faţă de cîmpie). În acest timp, mai ales pe Argeş, se produce ruperea podului de gheaţă şi începe scurgerea sloiurilor de gheaţă care durează cîteva zile, pînă la o săptămînă. Sînt rare cazurile cînd viitura din topire se produce mai devreme, inundînd gheaţa încă compactă de pe rîu. Zăpoarele care se formează în asemenea ocazii produc inundaţii, mai ales în albia majoră.

Perioadele caracteristice ale fenomenelor de îngheţ se pot urmări din fig. 135.

Scurgerea solidă. Valori ridicate au fost înregistrate în bazinul Argeşului în zona subcarpatică şi parţial în cea piemontană, aflate la sud de seria

depresiunilor Argeş-Cîmpulung-Rucăr. În această fîşie, în urma erodării puternice a rocilor neogene, slab rezistente, şi în parte din cauza defrişărilor masive de păduri, turbiditatea medie a apei din rîuri ajunge la 2 000—5 000 g/m³, iar eroziunea specifică depăşeşte 10 t/ha/an. Spre altitudinile mari, în condiţiile rocilor cristaline, turbiditatea scade treptat cu altitudinea, o dată cu creşterea abundenţei scurgerii lichide pînă la valori sub 100 g/m³, iar eroziunea specifică pînă sub 0,5 t/ha/an. La sud de limita zonei piemontane, în plină cîmpie, unde se întinde zona pădurilor de foioase şi de silvo-stepă, eroziunea fluviatilă scade, de asemenea, vertiginos ($\rho < 300$ g/m³; $r < 0{,}5$ t/ha/an). La aceasta contribuie însă condiţiile nefavorabile de formare a scurgerii superficiale, a pantelor mici ale reliefului şi ale cursurilor de apă.

Menţionăm că locul pentru construirea lacului de acumulare Vidraru a fost ales foarte bine şi din punctul de vedere al transportului solid, care în zona alpină şi subalpină înaltă se compune mai ales din aluviuni tîrîte. Acestea însă se depun la limita superioară, la coada lacului, unde pantele scad brusc, fără să afecteze în mod esenţial volumul util al lacului. Considerăm că umplerea cu aluviuni a lacului, ritmul colmatării, nu va diferi mult de ritmul colmatării lacurilor alpine care după cum este cunoscut, se menţin deja de zeci de mii de ani. Datele de bază cu privire la transportul solid la posturile hidrometrice sînt cuprinse în tabelul 114.

TABELUL 114

Scurgerea şi debitele solide medii (1952—1967) pe riurile din bazinul Argeş (282)

Rîul	Post	Valori medii (1952—1967)			
		Q (m³/s)	R (kg/s)	(g/m³)	r (t/ha/an)
Argeş	Curtea de Argeş	9,23	4,90	530	2,66
Rîul Tîrgului	Apa Sărată	4,29	1,75	410	2,80
Rîul Doamnei	Mărăcineni	20,2	39,0	1 950	6,63
Argeş	Piteşti-pod	15,6	26,0	1 670	6,45
Argeş	Piteşti-ştrand	35,8	65,0	1 810	6,55
Argeş	Malu Spart	39,1	62,0	1 590	5,10
Neajlov	Călugăreni	6,48	1,90	295	0,17
Dîmboviţa	Conţeşti	11,6	24,2	2 080	7,12
Argeş	Budeşti	52,3	86,0	1 650	2,87

Făcînd un calcul de însumare, la vărsarea Argeşului se poate admite o turbiditate medie de 2 000 g/l, care în cazul unui debit mediu de 64 m³/s reprezintă un debit mediu de aluviuni de 110 kg/s sau 3 665 000 t/an, un debit specific mediu de 2,94 t/ha/an şi un strat de sol erodat de 0,095 mm/an.

Particularităţi hidrochimice. În bazinul Argeşului sînt prezente aproape cu exclusivitate apele carbonatate simple din grupa calciului în stare naturală, nepoluate în munţi.

Mineralizarea apelor, în regiunile carpatice, este destul de uniformă, variind între 60 şi 120 mg/l în etajul alpin, 120—300 mg/l în etajul subalpin şi 400—1 000 mg/l în cîmpie. Duritatea apelor are aceeaşi variaţie: sub

10 gg în munți, și pînă la 28—50 gg în partea sudică a bazinului (Sabar, Cîlnișteа, v. tabelul 115).

TABELUL 115

Date hidrochimice privitoare la riurile din bazinul Argeș

Rîul / Post	Data probei	pH	Rez. fix. (mg/l)	Cationi (mg/l)				Anioni (mg/l)		Duritate (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Argeș / C. de Argeș	28.12 / 1961	5,9	224	38,0	2,43	15,6	28	21,3	97,6	5,88
Argeș / Budești	30.3 / 1961	7,5	548	52	1,21	151,8	33	198,5	195,2	7,56
Argeș / Pitești strand	6.12 / 1961	6,1	157	24	10,94	34	33	10,6	158,6	5,88
Neajlov / Călugăreni	9.5 / 1962	6,9	977	62	30,4	83,3	52	46,1	414,8	—
Cîlnișteа / Stoenești	20.9 / 1962	7,1	1 077	62	54,7	138	76,3	35,5	671	21,8
Glavacioc / Videle	26.4 / 1962	6,8	710	50	7,29	139	37,2	56,7	414,8	8,66
Sabar / Poienari	20.12 / 1961	6,6	8 493	280	79,04	2770	16,4	4671,6	366	57,4
Dîmbovița / Pod. Dîmbov.	10.8 / 1961	6,4	88	44	4,86	10,4	11,9	urme	170,8	7,28
Dîmbovița / Conțești	22.11 / 1961	6,7	375	48	4,86	48,7	15,4	13,2	256	7,84
Dîmbovița / Plătărești	24.11 / 1961	6,6	1 100	85	24,92	205,1	49,4	217,2	500	17,6
Colentina / Colacu	16.4 / 1961	6,4	532	66	13,59	103,0	33,1	205,6	152,5	12,6

Din tabel reiese efectul hidrochimic al celor 500 000 m³/zi de apă reziduală deversată în Dîmbovița din București, prin care nu numai conținutul organic ci și cel mineral se modifică puternic. Unele efecte le au asupra compoziției apelor Colentinei și resursele provenite din folosința prin sistemul de canale Bilciurești-Colentina, prin care crește vertiginos conținutul în cloruri, care pot depăși chiar carbonații, care domină în mod natural în apele rîului.

Altă sursă de poluare a apelor din bazinul Argeșului o reprezintă Piteștiul, unde în ultimele decenii au intrat în funcțiune o serie de combinate industriale. Pentru îndepărtarea substanțelor vătămătoare s-au luat măsurile necesare, între altele, prin creșterea debitelor, la apele mici ale Argeșului, diluția se mărește și prin aceasta se asigură potabilitatea apelor rîului, ceea ce constituie un factor deosebit de important în alimentarea Capitalei.

Prin suplimentările prevăzute, prin lucrările hidrotehnice executate în bazinul Argeşului, apele din acest sistem sînt tot mai puternic dirijate spre alimentările cu apă, irigaţii etc. Studiile din viitor urmează să clarifice efectele acestor schimbări.

INTERFLUVIUL DUNĂRE—ARGEŞ—IALOMIŢA

Cunoscut sub denumirea de *Bărăganul de Sud*, interfluviul se individualizează ca o platformă loessoidă înaltă, acoperită de forme de relief clastocarstice şi crovuri. În partea sa vestică se află sistemul Mostiştei, de unde provine şi numele tipului de „mostişte" al rîurilor cu lacuri de eroziune-tasare în lungul lor. Partea sudică a interfluviului este ocupată de terasele înalte ale Dunării, dinspre care pătrund spre interiorul cîmpiei printr-o eroziune regresivă unele mici cursuri de apă, cum sînt, de exemplu V. Balta Berza şi valea seacă a Jegăliei (considerată de Murgoci şi Vâlsan ca un vechi curs al Dunării), transformată în prezent într-un sistem important de irigaţii (20 400 ha), cu alimentare directă din Dunăre.

Resursele locale de apă sînt aproape exclusiv cele freatice, aflate la adîncimi de 15—30 m, dar care la est de valea Jegăliei, în Podişul Hagieni, se afundă pînă la 50—60 m. Apele de adîncime din sedimentele leventine au caracter ascensional, dar nu artezian. Calitatea lor este bună, sînt ape carbonatate din grupa calciului, dar cu mineralizări uneori ridicate (800—1 000 mg/l) şi duritate pînă la 20—30 gg. Apele freatice au tendinţă de deplasare NV—SE, dînd naştere la numeroase izvoare pe rama sudică a podişului, în valea Dunării.

Relieful de crovuri prezintă o varietate mare. Aceste microdepresiuni de formă ovală sau aproape rotundă în Bărăganul de Sud au o dezvoltare puternică, cu suprafeţe pînă la 1—3 km², iar pantele versanţilor crovurilor ating 5—10—15 m/km. Adîncimea medie a crovurilor este în jur de 5 m. În această parte a cîmpiei apele stagnează în crovuri numai temporar (martie-mai), din cauza permeabilităţii mari a loessului. Tocmai din cauza aceasta şi alimentarea apelor freatice este relativ bogată (în condiţiile posibile ale unui potenţial al evaporaţiei de 850 mm/an şi precipitaţii de 470—500 mm). Adîncimea mare a apelor freatice asigură fără pericol de sărăturare a solului posibilităţi optime pentru însuşirea unor noi terenuri pentru irigarea culturilor. Pentru asigurarea apei de irigaţie este nevoie de un debit de circa 0,85 l/s/ha în perioada de vegetaţie, ceea ce se poate obţine numai parţial din Ialomiţa inferioară sau Argeş. Cea mai mare parte trebuie să fi extrasă din Dunăre. Tocmai acest fapt a determinat dezvoltarea irigaţiilor într-o primă etapă mai ales în zonele marginale estice şi sudice ale platformei. Greutăţile întîmpinate se datoresc şi proceselor de tasare din lungul canalelor de distribuire a apei dacă acestea nu sînt căptuşite cu materiale impermeabile. Gropile care se formează în lungul acestor canale prin tasare ating adîncimi de 0,5—0,8 m şi se lărgesc după o folosire mai îndelungată.

Semiendoreismul îngreunează determinarea bilanţului hidrologic al platformei în întregime. Pe o suprafaţă de 1 796 km² lipseşte reţeaua fluviatilă, dominînd crovurile. Această parte deci este endoreică din punctul de vedere al scurgerii superficiale (v. fig. 136). Totodată însă, apele freatice sînt

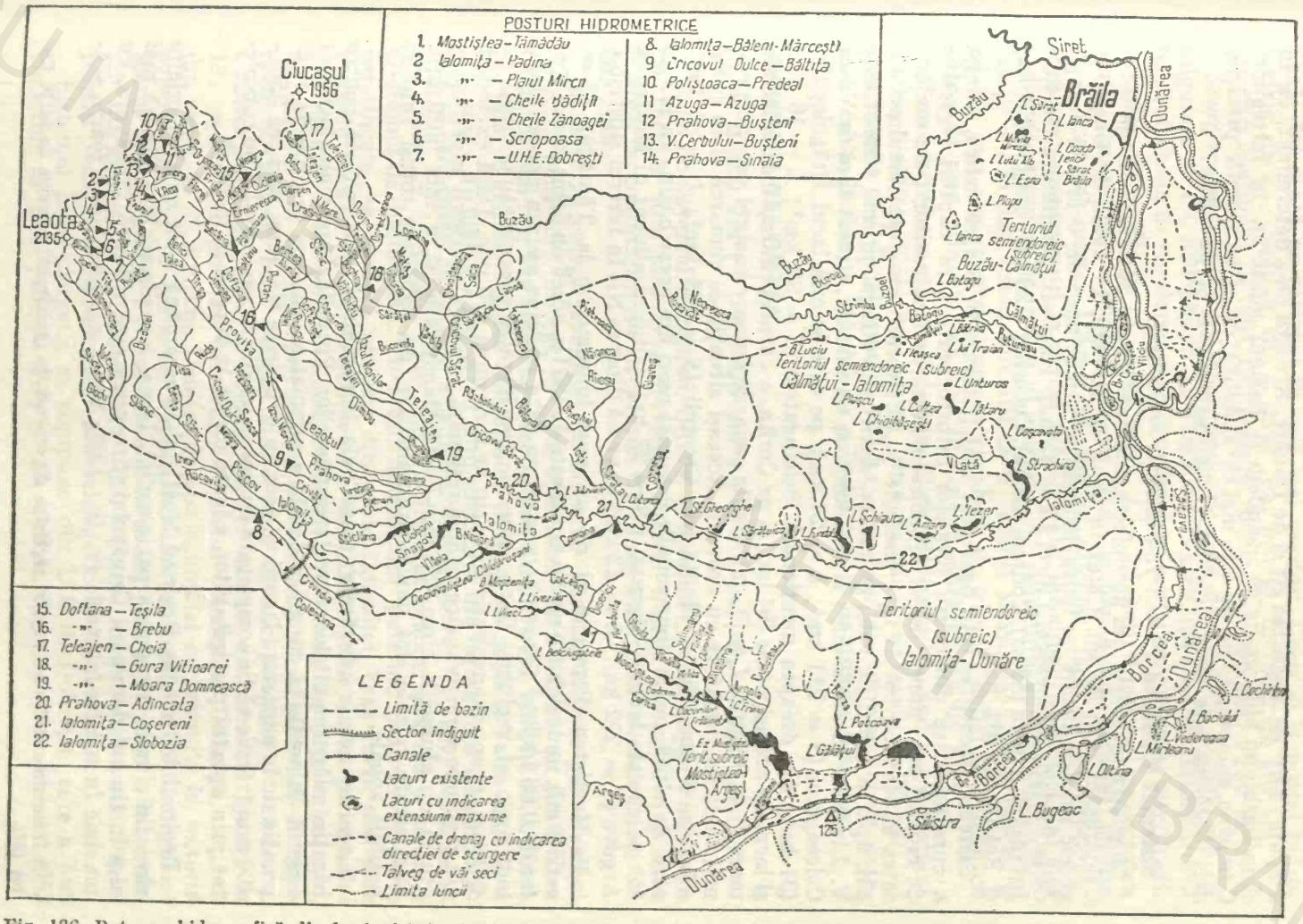


Fig. 136. Reţeaua hidrografică din bazinul Ialomiţei şi interfluviul Dunărea-Ialomiţa-Buzău, cu indicarea posturilor hidrometrice utilizate la studii.

drenate atît de Mostiştea cît şi de Dunăre. Aceasta ne-a determinat, ca în sfera bazinului hidrografic să includem şi bazinul subteran în întregime. Cumpăna subterană însă nu este nici ea stabilită cu o suficientă precizie, deci problema este încă deschisă şi necesită studii şi pe viitor.

Sistemul Mostiştea ($S = 1\,734$ km²; $L = 92$ km).

Mostiştea izvorăşte din apropierea comunei Moara Săracă, de lîngă lacul Căldăruşani (alt. 90 m). Chiar în zona de izvoare, în avale de Gagu, se găsesc primele iazuri — Balta Moşteniţa, urmat apoi de ochiurile de apă de la Surlari, Măineasca, Lilieci ($S = 43$ ha), Hagieşti, Plumbuita (50 ha), Brătăşani, Pîrlita (35 ha), Codreni (56 ha), Cocorilor (125 ha), Siliştea (62 ha) şi Frăsinetul (62 ha).

Sistemul Mostiştei este dezvoltat mai puternic în partea estică, stîngă a cursului, care din cauza pîraielor întortocheate prin captări regresive de crovuri este numit de V. Mihăilescu „Cîmpia furciturilor". Pe majoritatea afluenţilor, tot de tip „mostişte", „furcituri"*, ca şi pe cursul principal, apar şi lacuri de vale, de tasare. Astfel, din stînga, primul afluent este V. Livezilor ($S = 27$ km²; $L = 6$ km), cu un mic lac, urmat apoi de Valea Colceagului ($S = 211$ km²; $L = 24$ km), pe care se află lacul Drăgoieştilor (31 ha); din dreapta menţionăm Belciugatele ($S = 92$ km²; $L = 16$ km) şi lacul cu acelaşi nume (94 ha), şi pe Corîta, a cărui suprafaţă bazinală este mare ($S = 99$ km²; $L = 9$ km) deşi în zona de izvoare bazinul este acoperit mai mult de jumătate cu crovuri. Aceeaşi situaţie se remarcă şi în cazul afluentului din stînga, Vînăta sau Cioranii ($S = 525$ km²; $L = 30$ km), care, de altfel, are şi dimensiunile cele mai mari din acest bazin. În lungul său se găseşte lacul Sulimanu ($S = 27$ ha). Ultimul afluent al Mostiştei, Argova ($S = 272$ km²; $L = 22$ km) se varsă dinspre NE în Iezerul Mostiştei

Pe Mostiştea dispunem şi de un post hidrometric la Tămădău ($S = 650$km²), unde debitul mediu anual este de 430 l/s, adică un debit mediu specific de 0,66 l/s/km² (20 mm), ceea ce ne dă o imagine asupra potenţialului hidrologic al regiunii. Dacă luăm în consideraţie precipitaţiile medii de 490 mm, evapo-transpiraţia în bazin ar fi de circa 470 mm. Dacă excludem din regiunile semiendoreice polidepresionare valoarea scurgerii superficiale, atunci am ajunge la circa 485 mm evapo-transpiraţie şi 5 mm infiltraţii. Deşi aceste calcule sînt numai aproximative, ele oglindesc totuşi valorile posibile zonale.

Lacurile, aceste adevărate „oaze" ale Bărăganului, sînt folosite pentru irigaţie, adăparea vitelor şi creşterea păsărilor. Puţurile de pe malul lacurilor asigură alimentarea cu apă potabilă a populaţiei. În ceea ce priveşte evaporaţia de la suprafaţa lacurilor aceasta depăşeşte 800 mm, deci cca 350—400 mm trebuie să fie completată cu scurgerea din bazin, restul fiind completat prin aportul precipitaţiilor, căzute direct la suprafaţa lacustră.

Regimul hidrologic. Regimul Mostiştei se aseamănă mult cu al celorlalte rîuri din cîmpie (tip pericarpatic sudic). Iarna, lacurile şi rîul îngheaţă mai ales în timpul dominării Crivăţului. *Scurgerea* este ridicată primăvara, cu maxime în martie-februarie (v. fig. 138). Vara, scurgerea fiind foarte scă-

* Denumirea văilor cu captări regresive de crovuri de „furcitură" provine de la P. Coteţ (37).

zută rîul seacă pe sectoare în anii mai secetoşi. Chiar şi la postul hidrometric de la Tămădău rîul a secat luni întregi, în 1962. În alţi ani, rîul are curs continuu. În 1961, de exemplu, debitul minim anual a fost de 30 l/s.

Scurgerea maximă după toate indiciile este deosebit de redusă, cea cu asigurare de 1% nedepăşind la Tămădău 35 m³/s, (54 l/s/km²) datorită probabil efectului de regularizare al lacurilor şi prezenţei crovurilor pe interfluvii.

Valea Balta Berza ($S = 668$ km²; $L = 16$ km) drenează majoritatea părţii sud-vestice a Bărăganului de Sud, bazinul său superficial efectiv fiind probabil numai 1/3-me din totalul calculat, faţă de cel subteran. Pîrîul este interminent în partea sa inferioară, iar afluenţii săi mici sînt epizodici din punctul de vedere al scurgerii. Se varsă în lacul Potcoava-Gălăţui ($S = 575$ ha), liman fluviatil ca şi Iezerul Mostiştea. Cursul său va fi folosit, mai ales, pentru trasarea canalelor de irigaţii, avînd în vedere că pătrunde prin afluenţii săi pînă în centrul Bărăganului de Sud.

Dintre sistemele mai mari de irigaţii din Bărăganul de Sud se evidenţiază Sistemul Gălăţui-Călăraşi, extins între Ialomiţa şi Dunăre (83 660 ha) şi Sistemul văii Jegălia cu 20 400 ha; din Ialomiţa primesc apele sistemele de la Căzăneşti, Mărculeşti şi încă circa 15 de unităţi mai mici.

SISTEMUL IALOMIŢA

($S_t = 10\,430$ km²; $S_e = 8\,873$ km²; $L = 414$ km; $Q_0 = 38{,}8$ m³/s.)

Vecin cu sistemul Argeşului, Oltului şi Siretului, Ialomiţa, prin afluenţii săi, închide şirul sistemelor fluviatile sudice. Obîrşia Ialomiţei se găseşte la zona de contact dintre structurile tipice ale Carpaţilor Meridionali şi cei Orientali.

Ialomiţa îşi culege izvoarele din circurile glaciare situate pe versantul sudic al masivului Bucegi, în jurul altitudinii de 2 390 m, de sub Piatra Obîrşiei. Aici converg spre rîul colector trei cursuri mici, care îşi au originea în circurile glaciare: Valea Doamnelor, Obîrşia Ialomiţei şi Valea Sugărilor.

Cetatea de piatră a Bucegilor este alcătuită din formaţiuni conglomeratice şi calcaroase aşezate în sinclinalul Bucegilor (v. fig. 137) peste şisturile cretacice de Sinaia. Spre vest, în Masivul Leaota, se ivesc şi şisturile cristaline de fundament. În aceste formaţiuni puternic fisurate, în parte carstificate, se observă pierderi din apele Ialomiţei, care revin mai spre avale în zona de efilare, de contact din jurul Dobreştilor. În lungul cursului său pînă în acest punct Ialomiţa străbate şi o serie de clipe calcaroase, în care rîul şi-a modelat epigenetic nouă chei deosebit de pitoreşti, cu cataracte şi cascade, între care se află o serie de mici bazinete de eroziune. Căderea Ialomiţei pînă la Padina (primul bazinet din amonte) ajunge la 131 m/km, iar pînă la vărsarea Brăteiului (Bazinetul Dobreşti, ultimul din serie), la 85,2 m/km. Debitul de apă acumulat de Ialomiţa în sectorul superior ajunge la 2,8 m³/s. Potenţialul hidroenergetic al rîului în acest sector ajunge la 2111 kW/km, iar mai în avale, pînă la vărsarea afluentului mic din stînga, pîrîul Gîlmei — la 1 600 kW/km. Acest sector a fost folosit pentru realizarea complexului hidroenergetic Dobreşti-Moroieni.

Sistemul hidroenergetic se compune din U.H.E. Dobreşti, care a fost construit în 1929 (16 000 kW) şi din U.H.E. Moroieni terminat în 1953

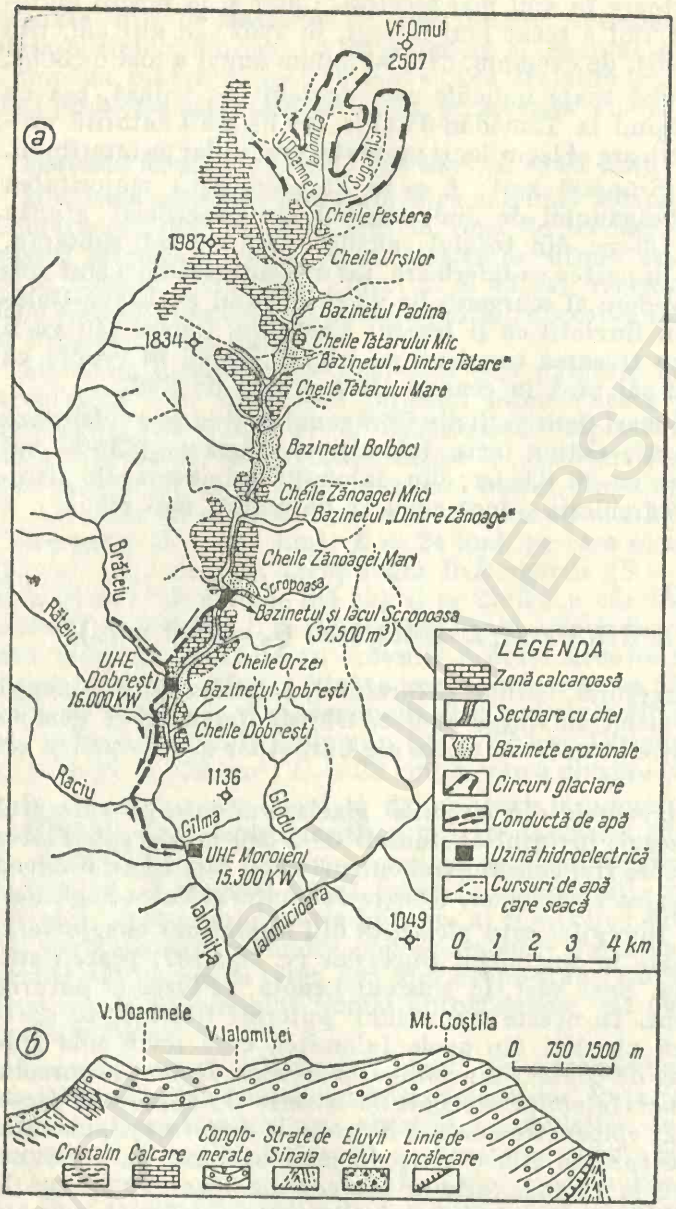


Fig. 137. Utilizarea energetică a Ialomiței superioare și condițiile ei reliefale și geologice (în parte după V. Velcea).

(15 300 kW). Ambele sînt uzine de vîrf; ultimul, cu un debit mediu instalat de 4,1 m³/s, folosește apa evacuată de U.H.E.-Dobrești. Ele sînt deservite de lacul de acumulare Scropoasa (37 500 m³), situat în amonte de Cheile Orzei, care asigură o regularizare diurnă a debitelor. Barajul lacului este înalt de 10 m și își are fundația pe șisturi cristaline. Prin conducta Scropoasa-Dobrești, la care se mai adaugă și debitele Brăteiului, se realizează o cădere de 105 m, iar prin cea de la Dobrești-Moroieni, care colectează debite

și din părăiele Răteiu și Raciu — 233,2 m. Producția anuală a Uzinei Moroieni este de 55 mil. kWh energie electrică.

În aval de Moroieni, Ialomița pătrunde în zona subcarpatică, puternic cutată, cu structuri salifere și ape fosile sulfuroase cunoscute la Pietroșița, Poiana, Lăculețe, Vulcana, Pucioasa, Văcărești etc. Aici apar și primele semne de îmbogățire cu NaCl a apelor Ialomiței, care mai spre avale se accentuează, denaturînd compoziția sa chimică din zona de obîrșie, deosebit de favorabilă pentru folosințe, alimentări cu apă potabilă. Panta sa pe acest sector descrește pînă la valori de 7—11 m/km.

Părăsind dealurile subcarpatice ale Tîrgoviștei din stînga, Ialomița iese la Doicești în cîmpia aluvială, Cîmpia Tîrgoviștei, care nu este altceva decît marele său con de dejecție construit împreună cu Dîmbovița. Aici, Ialomița se abate treptat spre est, pantele sale scad la 3—6 m/km și devine un colector submontan al rîurilor ce vin din stînga, dinspre Carpați, ceea ce îi asigură sistemului său o asimetrie puternică. Pînă la vărsare, din dreapta, nu mai primește afluenți de seamă.

În aval de conul de dejecție al Ialomiței, zona piemontană se rezumă practic la fîșia dealurilor și a Cîmpiei Piteștilor și la zona de divagare largă a Cîmpiei Bucureștene. Astfel, rolul hidrogeologic al piemontului înalt al Podișului Getic dispare spre est în această zonă. Formațiunile piemontane au fost scufundate la adîncimi mai mari în timpul cuaternarului. În zona cîmpiilor piemontane și de divagare, panta rîului scade încontinuu, media ei pînă la vărsarea Prahovei fiind de 1,1 m/km. În Cîmpia Bărăganului, căderea rîului devine și mai mică, pe o distanță de 220 km însumînd abia 50 m (0,23 m/km), ceea ce duce la meandrări foarte accentuate.

Afluenții în sectorul superior, montan și subcarpatic, se înșiră destul de simetric în lungul Ialomiței. După Brăteiul, Ialomița mai primește din dreapta pe Răteiul, Raciul, Tîța, Ialomicioara Mică ($S = 95$ km²; $L = 24$ km) și Vulcana ($S = 105$ km²; $L = 19$ km), iar din stînga pe Ialomicioara Mare ($S = 76$ km²; $L = 10$ km), Rusețul și Bizdidelul ($S = 92$ km²; $L = 26$ km).

Afluenții cei mai importanți Ialomița îi primește în sectorul piemontan, mai ales din stînga. Majoritatea lor provin dinspre regiunile subcarpatice, aducînd ape puternic clorurate și sulfatate, cum sînt cele două Slănicuri (primul $S = 41$ km²; $L = 16$ km; al doilea, $S = 79$ km²; $L = 22$ km), Pîscovul ($S = 75$ km²; $L = 27$ km), Crivățul ($S = 85$ km²; $L = 32$ km) și Cricovul Dulce ($S = 611$ km²; $L = 71{,}7$ km) cu Proviță ($S = 218$ km²; $L = 49$ km). Este interesant faptul că rîul, nu de mult, se vărsa încă în Prahova, prin albiile părăsite Viroaga și Poienari, îndreptîndu-se apoi spre sud datorită mișcărilor neotectonice ale cîmpiei. În prezent, primește în schimb un emisar dinspre Prahova: Iazul Morilor-Prahova, care pornește de la Novăcești și se varsă în Cricov la Cocorăști.

În aval de Cricov, în Ialomița se varsă din dreapta emisarii unor limane fluviatile instalate în zona de divagare (probabil în albiile vechi, părăsite de Ialomița), cum sînt lacul Ciolpani sau Mănăstirii sau Bălteni ($S = 88$ ha), lacul Snagov, cea mai frumoasă bază de sporturi nautice ($S = 576$ ha), lacul Balta Neagră ($S = 50$ ha) și Lacul Căldărușani ($S = 224$ ha). Snagovul atinge adîncimea maximă de 9 m, iar Căldărușani 4,3 m. Ele sînt alimentate și cu apele Ialomiței dinspre sistemul de aducțiune Bilciu-

reşti-Colentina prin văile de tip „mostişte" care se varsă în ele. Snagovul are un bazin de recepţie de 203 km², iar lungimea pîrîului Snagov atinge 46 km. În lacul Căldăruşani se varsă Vlăsia ($S = 82$ km²; $L = 32$ km), şi Cociovaliştea ($S = 196$ km²; $L = 40$ km), prin care se realizează şi alimentarea artificială dinspre Crevedic (v. fig. 136).

Prahova ($S = 3\,735$ km²; $L = 169$ km) este cel mai mare afluent al Ialomiţei, mai mare ca dimensiuni chiar decît recipientul său, în amonte de confluenţă.

Prahova „se naşte" în culoarul folosit din timpuri străvechi ca legătură între Transilvania şi Muntenia, dintre Masivul Bucegi şi Gîrbova —, în Pasul Predealului (1 020 m altitudine). Din direcţia ambilor versanţi primeşte afluenţi cu izvoarele situate la altitudini mult mai mari, care-i imprimă o scurgere apropiată de regimul carpatic alpin. În zona muntoasă are o reţea de formă dendritică, destul de simetrică, primind din stînga pe Azuga ($S = 88$ km²; $L = 19$ km) cu Limbăşelul, Zamora, Valea Rea, iar din dreapta, dinspre Bucegi, pe Valea Cerbului ($S = 26$ km²; $L = 7$ km), Peleşul ($S = 7$ km²; $L = 5$ km) şi Izvorul ($S = 28$ km²; $L = 16$ km). Panta rîului pe acest sector este în jur de 14 m/km. În lungul cursului său s-au dezvoltat, pe locurile străvechilor hanuri, staţiuni climaterice în acelaşi timp şi centre industriale ca: Predeal, Azuga, Buşteni, Poiana Ţapului şi Sinaia.

Rîul intră în sectorul subcarpatic în amunte de Posada. Din zona subcarpatică transportă o mare cantitate de aluviuni tîrîte, cu dimensiuni mari de ordinul galeţilor şi bolovanilor. În aval de Cîmpina, unde se produc puternice sedimentări, se conturează o adevărată zonă de divagare în care rîul îşi schimbă cursul în mod frecvent după viituri. Fenomenul se explică prin brusca ruptură de pantă spre cîmpia aluvială din aval. La Novăceşti, fenomenul de aluvionare atinge dimensiuni şi mai mari, Prahova avînd numeroase cursuri părăsite pe conul său de dejecţie. Pe una dintre albii a fost amenajat Canalul Iazul Morii-Prahova, care se varsă în Cricovul Dulce (v. fig. 136), iar pe alta Canalul Leaota, care este transformat într-o aducţiune de ape de irigaţii pentru cîmpurile de la Aricești, Stoeneşti, Tîrgşor Nou, Tîrgşor Vechi, ambele cu alimentare din Prahova. Un alt curs parazitar — Viişoara — între Leaotul şi Prahova se alimentează în bună parte din ape freatice ($S = 30$ km²; $L = 32$ km). De aici şi pînă la vărsare în zona cîmpiei de divagare, panta longitudinală a rîului scade la valoarea medie de 0,6 m/km.

În sectorul său subcarpatic, Prahova primeşte cîţiva afluenţi mici ca Talea, Cîmpea şi *Doftana* ($S = 406$ km²; $L = 44$ km), ultimul avîndu-şi obîrşia în inima Munţilor Ciucaş, la 1 450 m altitudine. Rîul avînd scurgere relativ bogată, traversează cu pante mari zona muntoasă şi cea subcarpatică. În secţiunea Paltinu, este în curs de construcţie un lac de acumulare cu un volum de 55 mil.m³ pentru alimentarea cu apă a oraşului Cîmpina.

În zona conului de dejecţie al Ploieştilor, Prahova nu primeşte afluenţi de seamă, în schimb la limita sud-estică confluează cu afluentul său cel mai important: *Teleajenul* ($S = 1\,486$ km²; $L = 100{,}8$ km), sosit chiar de sub poalele nordice ale Ciucaşului, de la altitudinea de 1 600 m. Are un sistem dezvoltat mai ales spre dreapta, de unde primeşte pe Stînelul, Bobul, Carpenul, Valea Mare, Crasna ($S = 52$ km²; $L = 21$ km), Stîlpu, Bughea,

Vărbilăul ($S = 212$ km²; $L = 37$ km) cu Bertea și Slănicul, în bazinul căruia se află renumitele băi sărate și lacuri de la Slănic-Prahova cu masive de sare ce se ivesc la suprafață. Tot din zona subcarpatică, diapirică, își ia originea și Mîslea sau Telega ($S = 189$ km²; $L = 27$ km), care cantonează în zona de izvoare stațiunea balneoclimaterică Telega. Dintre afluenții Telegăi din stînga merită a fi amintite Runcul, Doftănețul și Comina ($S = 66$ km²; $L = 22$ km).

În fine, tot din dreapta se varsă în Teleajen Dîmbul, pîrîu parazitar al conului de dejecție al Prahovei ($S = 189$ km²; $L = 42$ km) care curge prin nordul „Citadelei aurului negru" — orașul Ploiești.

Din stînga, Teleajenul primește trei afluenți mai mari: Teleajenelul sau V. Stînei ($S = 94$ km²; $L = 25$ km), Drajna ($S = 102$ km²; $L = 23$ km) și Bucovelul ($S = 100$ km²; $L = 19$ km).

Ca și Prahova, la limita externă a zonei subcarpatice și Teleajenul suferă o bruscă ruptură de pantă longitudinală, rîul formîndu-și un con vast de dejecție cu procese intense de aluvionare, modificări și despletiri de cursuri. Una dintre despletiri, Canalul Iazul Morilor-Teleajen, care în trecut a fost folosită de către morile de apă, servește în prezent la irigații. El se desprinde din cursul principal în dreptul comunei Măgurele, primește pe Bucovelul ca afluent, iar în aval, la Berceni, revine după o distanță de 25,5 km, în Teleajen. Posibilitățile de irigație în această zonă sînt mai mari decît necesarul regiunii.

În avale, Prahova primește din stînga încă două sisteme: Vitmanul dinspre conul de dejecție al Teleajenului ($S = 81$ km²; $L = 24$ km) și *Cricovul Sărat* ($S = 660$ km²; $L = 82$ km), care pătrunde cu izvoarele sale în depresiunea subcarpatică a Sîngerului. Izvorăște din masivul Fîntînei, de la 640 m altitudine, din imediata apropiere a cursului Buzăului (depr. Cislău). Valea sa în cursul superior se adaptează perfect ulucului sinclinal al Sîngerului, care este străjuit în sud de Masivul Istriței (754 m).

Cricovul Sărat primește ca afluenți în zona de izvoare, pe Lapoșul sau Pietroasa, Salcia ($S = 28$ km²; $L = 10$ km) și Chiojdeanca ($S = 33$ km²; $L = 11$ km), după care urmează *Matița*, cu afluenții săi Lopatna ($S = 89$ km²; $L = 21$ km) și Sărățelu ($S = 83$ km²; $L = 12$ km). După traversarea Porții Istriței (dintre masivele Istrița și Bucova unde confluează Cricovul Sărat cu Matița) Cricovul Sărat mai are un singur afluent mic din dreapta, Viăbila ($S = 16$ km²; $L = 8$ km), după care adaptîndu-se la linia generală a conului de dejecție al Teleajenului se îndreaptă direct spre Prahova, în care se varsă în dreptul comunei Adîncata. Desigur, zona diapirică de la izvoare își lasă amprenta în calitatea apei după care a și fost numit. Confluează cu Prahova în Cîmpia Gherghiței, cîmpie aluvială în care se unește și Ialomița cu Prahova și în care se mai varsă în Ialomița încă un sistem extins, putem spune, cel mai mare sistem de cîmpie: Sărata.

Sărata ($S = 1\,388$ km²; $L = 75$ km) s-a organizat în hiatusul fluviatil sudic creat de Masivul Istriței, spre zona de cîmpie, în condițiile subsidenței din fața curburii carpatice. Absența cursurilor transversale dinspre Carpați, cu direcția de scurgere sudică, a dus la lipsa unor formațiuni piemontane mai extinse. Prin urmare, sistemul Săratei format în Cîmpia de divagare Mizil-Stîlpu a rămas foarte anemic, cu pante mici atît ale reliefului cît și ale cursurilor, el drenînd apele freatice aproape stagnante și apropiate de suprafața terenului (adîncime sub 5 m).

Partea nordică a bazinului este dominată de flancul sudic al masivului Istriței, iar partea sudică de ultimele contururi ale conurilor de dejecție ale Teleajenului și Cricovului Sărat, slab evidențiate prin linia de colectare meridională reprezentată de cursurile Războiului-Bălana-Ghighiu inferior (v. fig. 136). Cursul principal al Săratei delimitează spre vest Bărăganul central.

Sărata izvorăște din partea estică a Istriței, de la altitudinea de circa 380 m, în apropierea localității Sărata-Monteoru (zonă diapirică). După cîțiva kilometri, cu pante de 5—10 m/km, la Gura Sărății iese în zona glacisurilor și a cîmpiei piemontane înguste care înconjoară dealurile subcarpatice, începîndu-și apoi drumul șerpuitor spre sud, cu pante în general sub 1 m/km. Primii săi afluenți, Pietroasa ($S = 71$ km²; $L = 17$ km) și Năianca ($S = 85$ km²; $L = 25$ km) sosesc din dreapta, iar din stînga Glaveșul ($S = 79$ km²; $L = 9$ km). Afluentul cel mai dezvoltat, cu dimensiuni mai mari decît rîul principal, este Ghighiul ($S = 573$ km²; $L = 44$ km), care pornește tot din Istrița și curge în direcția sudică pînă la confluența cu Bălana, afluent din dreapta ($S = 190$ km²; $L = 34$ km). Pe parcurs mai primește apele pîrîului Tohănească ($S = 64$ km²; $L = 16$ km).

În aval, Ialomița este însoțită pe partea stîngă de o serie de cursuri care se termină de obicei în limane fluviatile anastomozate, fără scurgere spre Ialomița. Mai mult, aceste lacuri sînt parțial alimentate din rîu, cum este de exemplu cazul Strachinei. Drept consecință, se remarcă o ușoară scădere a debitului Ialomiței pe sectorul său inferior, mai ales în perioada scurgerii reduse. Acest fapt ne indică semiendoreismul perfect al teritoriilor din aval de Cotorca. Mai mult, chiar dacă analizăm datele privitoare la debitele medii lunare la Coșereni și Slobozia între care există o diferență bazinală de 2 050 km² (fără teritoriile semiendoreice!), vom observa o depășire neînsemnată în perioada apelor mari de primăvară în secțiunea din aval, deci la Slobozia, în schimb, în timpul scurgerii superficiale reduse sau în timpul lipsei ei, devine evidentă pierderea scurgerii în lungul cursului inferior, chiar și în perioada rece a anului, cînd nu mai există consumuri ireversibile.

TABELUL 116

Debitele medii lunare ale Ialomiței la Coșereni și la Slobozia în anul 1965
(după Anuarul hidrologic)

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Coșereni	69,5	47,8	69,8	48,7	18,5	7,67	9,53	10,4	11,3	14,6
Slobozia	86,5	50,3	70,4	46,9	19,8	6,13	9,39	9,6	11,1	13,6

Pierderile din perioada rece se datoresc umplerii luncilor cu noi rezerve de apă și nu sînt excluse nici unele pierderi pe cale subterană spre interfluviul sudic, Bărăganul de Sud. Regretăm că nu cunoaștem situația în aval de Slobozia, unde ar fi posibilă dovedirea concretă a ineficienței hidrologice a teritoriilor semiendoreice din nordul Ialomiței, deci *endoreismul complet* al lor. Pentru a demonstra eroarea mare ce reprezintă includerea

TABELUL 117

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinul Ialomiţei

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av.	H_{med} am / av.	I_{med} am / av.
1	2	3	4	5	6	7
Ialomiţa	Izvor	2 395	—	—	—	—
Ialomiţa	P.h. Padina	6,9	1 493	24	1 930	271
Ialomiţa	P.h. Plaiul Mircii	9,6	1 403	40,6	1 860	258
Ialomiţa	P.h. Cheile Bădiţii	12,0	1 381	53,6	1 825	247
Ialomiţa	P.h. Cheile Zănoagei	12,9	1 370	62,5	1 750	239
Ialomiţa	P.h. Scropoasa	14,2	1 175	65,3	1 699	229
Ialomiţa	P.h. Moroeni	27,6	570	263	1 365	249
Ialomiţa	P.h. Ioneşti	51,6	335	527	1 040	186
Ialomiţa	P.h. Băleni-Mărceşti	91,5	180	961	744	120
Ialomiţa	P.h. Mărceşti-Gheboaia	92,5	170	963	743	119
				1 224	611	97
Ialomiţa	Confl. Cricovul Dulce	130,8	114	1 835	535	87
Cricovul Dulce	Izvor	0	665	—	—	—
Cricovul Dulce	P.h. Băltiţa	56,3	163	542	404	75
Cricovul Dulce	Confl. Ialomiţa	71,7	114	611	382	67
Ialomiţa	P.h. Ţigăneşti	151,8	95	1 932	514	83
				1 989	503	80
Ialomiţa	Confl. Snagov	170,1	80	2 191	456	74
				2 209	455	74
Ialomiţa	Confl. emisarul lacului Căldăruşani	188,1	76	2 453	425	72
				2 512	419	65
Ialomiţa	Confl. Prahova	194,1	58	6 247	495	78
Prahova	Izvor	0	1 020	—	—	—
				4	1 148	179
Prahova	Confl. Poliştoaca	0,8	1 015	8	1 148	179
Poliştoaca	P.h. Predeal	2,0	1 050	2	1 122	195
				39	1 132	178
Prahova	Confl. Azuga	7,2	930	127	2 179	231
Azuga	Izvor	0	1 620	—	—	—
Azuga	P.h. Azuga	13,0	1 150	63	1 352	255
Azuga	Confl. Prahova	19,0	930	88	1 340	252
Prahova	P.h. Buşteni	9,9	900	141	1 272	228
				150	1 269	228
Prahova	Confl. Valea Cerbului	10,7	899	165	1 268	227
V. Cerbului	P.h. Buşteni	5,9	900	14	1 140	206
Prahova	P.h. Sinaia	18,9	760	259	1 201	223
Prahova	P.h. Posada	29,4	597	338	1 185	219
Prahova	P.h. Podul Vîrtos	33,4	595	361	1 151	213
				483	1 092	202
Prahova	Confl. Doftana	51,9	366	889	1 068	193
Doftana	Izvor	0	1 450	—	—	—
Doftana	P.h. Teşila	20,9	680	293	1 175	210
Doftana	Confl. Prahova	44,0	366	406	1 037	182
Prahova	P.h. Cocorăştii Caplii	56,7	337	903	1 060	190
Prahova	P.h. Floreşti	61,2	301	920	1 051	187
Prahova	P.h. Halta Prahovei	96,0	104	1 059	940	164

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av.	H_{med} am / av.	I_{med} am / av.
1	2	3	4	5	6	7
Prahova	Confl. Teleajen	116,1	88	1 346	758	130
				2 832	665	105
Teleajenul	Izvor	0	1 600	—	—	—
Teleajenul	P.h. Cheia	7,8	865	43	1 345	293
Teleajenul	P.h. Moara Domnească	87,9	101	1 464	558	83
Teleajenul	Confl. Prahova	100,8	8	1 486	553	12
Prahova	Confl. Cricovul Sărat	153,6	62	3 054	614	98
				3 714	557	86
Cricovul Sărat	Izvor	0	640	—	—	—
Cricovul Sărat	P.h. Cioranii de Sus	71,5	65	623	303	37
Cricovul Sărat	Confl. Prahova	82,0	62	660	284	34
Prahova	P.h. Adîncata	157,8	65	3 725	555	86
Prahova	Confl. Ialomiţa	169	58	3 735	553	86
Ialomiţa	P.h. Coşereni	209,4	50	6 345	488	76
Ialomiţa	Confl. Sărata	239,1	46	6 408	484	76
				7 999	411	65
Ialomiţa	P.h. Malu	258	38	8 218	400	63
Ialomiţa	P.h. Slobozia	339,0	19	8 550	387	60
Ialomiţa	P.h. Ţîndărei	378,3	9	8 729	380	59
Ialomiţa	Confl. Dunărea	414,0	8	8 873	374	59

fără raţiune în bazinul Ialomiţei a acestor teritorii endoreice, arătăm, că suprafaţa bazinală a Ialomiţei fără ele este de 8 873 km², iar cu ele 10 430 km². Diferenţa poate avea consecinţe de seamă în privinţa calculelor hidrologice (scurgerea superficială) şi a concluziilor teoretice stabilite.

Limanurile fluviatile din nordul Ialomiţei au suprafeţe bazinale uneori însemnate, cum sînt Sărăţuica ($S = 20$ km²), Fundata ($S = 234$ km²), Şchiauca ($S = 43$ km²), Amara-Ialomiţa ($S = 33{,}5$ km²), Ezer ($S = 30{,}0$ km²), Stăncuţa ($S = 12{,}5$ km²) şi Strachina ($S = 319{,}5$ km²). Afară de suprafeţele bazinale ale acestor sisteme, la nord de ele, spre Călmăţuiul Buzăului, există şi o suprafaţă totală de 1 694 km², care este acoperită cu crovuri şi lacuri de crov, cum sînt: Plaşcu, Chioibăşeşti, Tătaru, Colţea, Untu-ros. Endoreismul lor se remarcă prin salinitatea lor ridicată, adică lipsa de evacuare pe cale superficială sau subterană a sărurilor din ele.

Apele freatice pe interfluviul Ialomiţa-Călmăţui sînt la adîncimi de 5—10 m, înlăturarea excesului de umiditate fiind necesară numai în zona de divagare din bazinul Sărata. Desecări de peste 500 ha au fost făcute în acest bazin la Movila Banului şi diguri de apărare pe Ialomiţa la Ion Roată. Irigaţiile pe interfluviu lipsesc aproape cu totul. Apele freatice fiind, în bună parte, sărate (pînă la 5—10 g/l ape sulfatate şi clorurate) nu pot servi pentru asemenea scopuri. Singura posibilitate şi în acest caz este folosirea mai intensă a apelor Ialomiţei. Pentru aceasta este nevoie de o completă regularizare a debitelor sale şi construirea unui canal de aducţiune pe linia cumpenelor de apă ale afluenţilor limanurilor fluviatile, la izvoarele acestora, şi

repartizarea debitelor pe cale gravitaţională pe văile lor spre lacuri, care astfel pot fi îndulcite şi ele.

Ialomiţa, acest „Nil al Bărăganului", are deci şi va avea încă mari perspective pentru ridicarea productivităţii acestui grînar principal al ţării.

În cuprinsul bazinului său funcţionează în total 38 de posturi hidrometrice (v. fig. 136), dintre care la 25 de posturi au fost determinate norma scurgerii şi elementele bilanţului hidrologic (v. tabelul 116). Numărul total al posturilor care au funcţionat după anul 1914 este de 75 (219).

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic. În bazinul Ialomiţa bilanţul se caracterizează prin dominarea efectului zonalităţii verticale a elementelor; el este însă modificat destul de puternic prin influenţa carstului din Masivul Bucegi, precum şi prin folosinţele şi pierderile naturale semnalate în cursul său inferior.

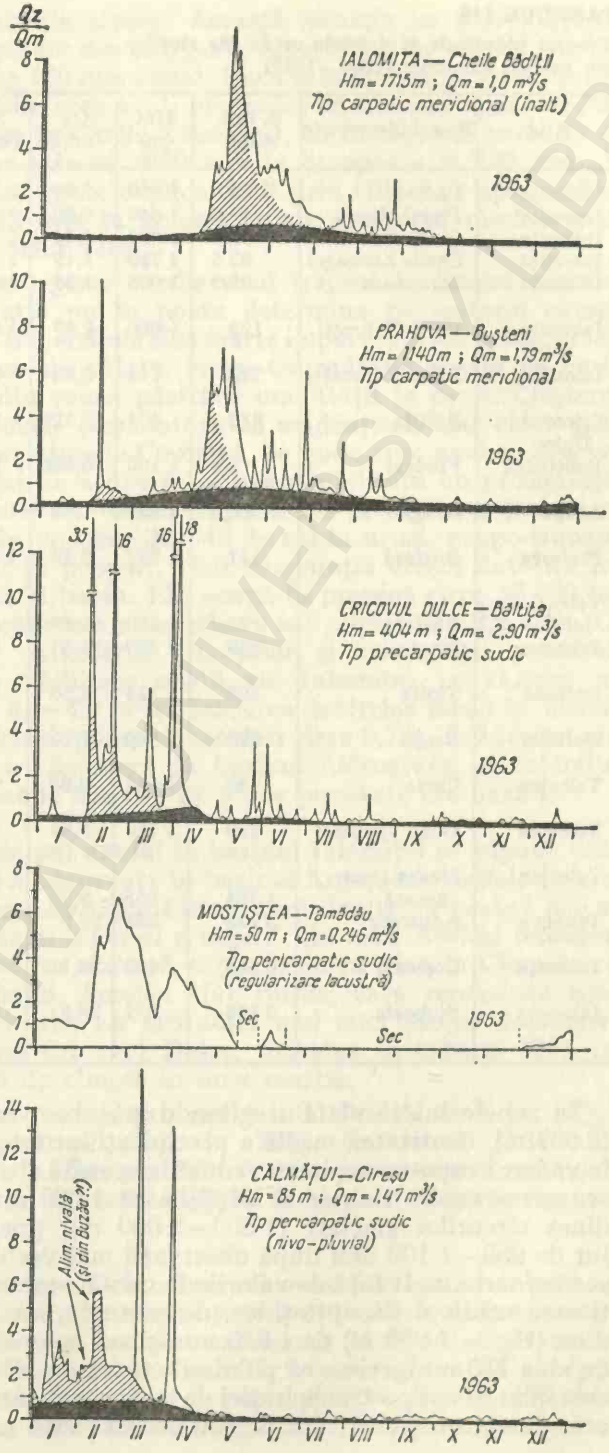


Fig. 138. Hidrografe caracteristice tipurilor de regim hidrologic din bazinele Ialomiţa şi Mostiştea.

TABELUL 118

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor din bazinul Ialomiței (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S. baz. (km^2)	Hm (m)	Q_0 (m^3/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Observații
Ialomița	Padina	24	1 930	0,59	1 240	775	—	—	Pierderi
Ialomița	Plaiul Mircii	40,6	1 860	0,90	1 195	700	—	—	carstice
Ialomița	Cheile Bădiții	53,6	1 825	1,15	1 160	675	—	—	Pierderi
Ialomița	Cheile Zănoagei	62,5	1 750	1,17	1 170	589	—	—	carstice
Ialomița	Scropoasa	65,3	1 699	1,35	1 100	630	—	—	efilări carstice
Ialomița	UHE Dobrești	122	1 650	2,87	1 025	740	—	—	
Ialomița	Băleni-Mărcești	961	744	8,94	810	294	516	94	
Cricovul Dulce	Băltița	542	404	2,17	670	126	544	34	
Poliștoaca	Predeal	2,5	1 160	0,030	880	378	502	92	
Azuga	Azuga	66,0	1 420	1,48	1 100	708	392	205	
Prahova	Bușteni	141	1 272	2,56	1 000	572	428	170	
Valea Cerbului	Bușteni	26	1 420	0,47	940	498	442	155	
Prahova	Sinaia	259	1 320	4,60	960	498	452	155	
Doftana	Teșila	293	1 175	4,50	975	485	490	140	
Doftana	Brebu	375	1 060	5,30	950	445	505	134	
Teleajen	Cheia	43	1 345	0,68	940	500	440	140	
Teleajen	Gura Vitioarei	490	1 110	5,67	845	363	482	109	
Teleajen	Moara Domnească	1 464	558	9,23	720	198	522	65	
Prahova	Adincata	3 725	555	23,8	740	203	537	65	
Ialomița	Coșereni	6 345	488	36,1	705	179	526	55	
Ialomița	Slobozia	8 550	387	38,5	660	142	518	43	

În zonele înalte ale Bucegilor, după observațiile efectuate la vf. Omul (2 507 m), cantitatea medie a precipitațiilor este de 1 346 mm (281). Avînd în vedere evapo-transpirația redusă la această altitudine (maximum 300 mm), scurgerea medie trebuie să depășească 1 000 mm. Ceva mai jos, la altitudinea circurilor glaciare (1 800—2 000 m), precipitațiile medii variază în jur de 950—1 100 mm după observații mai vechi (274), iar scurgerea medie scade foarte mult față de valorile la care ne-am aștepta. Dacă admitem cantitatea medie a precipitațiilor, de exemplu, de la postul hidrometric Padina (H_m = 1 930 m) de 1 240 mm și am compara-o cu scurgerea care este de abia 775 mm, reiese că pierderile totale se ridică la 465 mm, valoare ce-i corespunde evapo-transpirației la altitudini medii de circa 1 000 m, unde energia calorică cheltuită pentru aceasta este mult mai mare decît ceea ce

s-ar putea asigura în regiunile alpine. Această situație ne îndreptățește, să admitem pierderi importante din scurgerea superficială în relieful carstic, care ar putea să atingă circa 150 mm anual. Dacă se examinează atent datele privitoare la scurgerea medie spre aval, observăm că aceasta scade treptat pînă la Scropoasa (589 mm la Cheile Zănoagei), ca în sectorul următor să se observe o nouă creștere intensă (650 mm la Scropoasa și 740 mm la Dobrești). Fenomenul nu se poate explica decît prin efilări de ape carstice și de fisurație adîncă, infiltrate în amonte, unde scurgerea rămîne mult sub valorile zonale (v. tabelul 118).

Precipitațiile medii și scurgerea medie scad treptat în lungul cursului Ialomiței. Evapo-transpirația nu se poate determina pe sectorul carstic deoarece infiltrațiile locale ireversibile sînt foarte importante (v. tabelul 118). În schimb, în aval de zona de efilare, evapo-transpirația medie pe bazin are valori relativ reduse din cauza păstrării umidității în carst. Creșterea evapo-transpirației spre zonele piemontane se evidențiază clar chiar și în lungul cursului, atingînd maxime la Coșereni, de unde spre aval se observă noi scăderi din cauza lipsei de acoperire a evaporabilității cu precipitații. Astfel, în zona de vărsare evapo-transpirația scade la 512 mm (medie pe bazin). După toate semnele, cu circa 30—40 de ani în urmă, evapo-transpirația era mai redusă decît în prezent, cînd evaporația crește datorită irigațiilor cu extensiuni mari în bazin. Ele ocupă în prezent circa 16 000 ha, iar aceasta reprezintă o scădere a scurgerii cu cel puțin 2,0—2,5 m³/s. Cu alte cuvinte, înainte de extinderea irigațiilor și construirii prizei de apă Bilciurești-Colentina, debitele medii ale Ialomiței la vărsare au atins probabil cel puțin 41—42 m³/s. Scăderea debitelor medii în ultimii 50 de ani, puse pe seama folosințelor, atinge deci circa 6,7%. Scăderea scurgerii va continua în viitor, deoarece în bazinul hidrografic al Ialomiței irigațiile se pot extinde pînă la 492 000 ha (circa jumătate din bazin).

Repartiția scurgerii în timpul anului în bazinul Ialomiței se supune unor legi asemănătoare cu a celor observate în bazinul Argeșului. Astfel, acumularea unor rezerve importante de zăpadă în regiunile înalte, de peste 1 800 m, imprimă rîului volumul maxim lunar al scurgerii din mai. Același fenomen, dar cu o oarecare atenuare, se observă și pe Prahova pînă la Cîmpina, și chiar la izvoarele Teleajenului. Acestea sînt rîurile, care reprezintă tipul carpatic meridional propriu-zis. La altitudini mai mici începe dominarea scurgerii în luna aprilie (v. Cricovul Dulce, Teleajen în tabelul 120), iar în regiunile piemontane și de cîmpie în luna martie.

Iarna, scurgerea cea mai redusă se observă la altitudini mari (< 12%), în regiunile joase ajungîndu-se pînă la 22% (în cazul Cricovului Dulce mai mare ca vara!). În general, dominarea scurgerii sezoniere se observă primăvara, iar în cuprinsul etajului subalpin scurgerea cea mai redusă se produce toamna.

Scurgerea și debitele maxime. Debitele maxime au fost analizate pe baza unei perioade de observații directe relativ redusă (10—13 de ani) cu excepția postului Slobozia, unde s-au luat în considerare 34 de ani. Constatarea generală este că bazinul Ialomiței nu se află într-o regiune de scurgere maximă deosebit de ridicată. După cum se poate observa din fig. 138 chiar și în cazul bazinelor mici, aflate la altitudini mari scurgerea maximă cu

TABELUL 119

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din sistemul Ialomiţei (1950—1967)

Rîu	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Ialomiţa	Cheile Bădiţei	2,25	1,67	2,44	12,3	28,3	17,4	9,31	7,20	4,58	4,96	5,66	3,93	7,90	43,0	33,9	15,2	CMa
Ialomiţa	Mărceşti-Băleni	6,02	7,26	10,4	14,1	18,5	13,5	7,40	5,40	3,12	3,15	5,10	6,05	19,3	43,0	26,3	11,4	CM
Cricovul Dulce	Băltiţa	7,25	9,95	15,7	16,1	14,3	10,8	5,80	4,82	2,95	2,38	4,40	5,75	22,8	46,1	21,4	9,70	CM
Azuga	Azuga	4,95	4,10	5,80	17,1	18,6	13,3	9,65	6,55	4,90	4,25	5,10	5,70	14,7	41,5	29,5	14,3	CM
Prahova	Buşteni	4,18	4,40	6,62	18,1	17,2	12,9	5,90	6,40	4,75	4,50	5,35	5,70	14,3	41,9	29,2	14,6	CM
Doftana	Teşila	6,50	6,90	10,5	15,4	15,0	11,7	7,82	5,95	3,97	3,56	5,85	6,85	20,2	40,9	25,5	13,4	CM sa
Teleajen	Cheia	7,15	7,15	8,60	14,3	13,7	12,8	7,50	6,40	5,15	4,45	5,65	7,15	21,5	36,2	26,7	15,2	CM sa
Teleajen	Gura Vitioarei	6,65	7,15	10,7	16,6	14,4	11,7	7,80	5,45	3,50	3,35	5,96	6,74	20,5	41,7	25,0	12,8	CM sa
Prahova	Adîncata	6,92	7,95	10,6	15,1	13,8	12,0	7,56	5,56	3,96	4,10	6,40	6,15	20,9	39,5	25,1	14,5	CM sa
Ialomiţa	Coşereni	6,93	8,10	11,1	14,6	15,0	12,5	6,93	5,20	3,55	3,75	5,88	6,46	21,5	40,7	24,6	13,2	CM sa
Ialomiţa	Slobozia	7,60	8,45	12,1	15,1	13,8	12,3	6,65	4,85	3,50	3,65	5,70	6,30	22,4	41,0	23,8	12,8	CM sa

CM = Carpatic meridional; sa = subalpin

asigurarea 1% abia depăşeşte 16 m³/s/km². În cursul inferior al Ialomiţei, valorile sînt desigur cu mult mai mici (v. tabelul 120).

Dacă în cazul rîurilor mai mici din sistem debitele maxime se formează în timpul viiturilor din ploi, pe cursul principal, în aval de confluenţa cu Prahova, domină maximele din zăpezi.

Scurgerea şi debitele minime. Aceste fenomene se formează în condiţii foarte variate în bazinul Ialomiţei, iar folosinţele amplasate mai ales în cursul inferior al rîurilor duc la deformări care nu sînt încă urmărite suficient de exact.

Valorile reduse ale scurgerii minime la altitudinile mari din masivul Bucegilor (de exemplu Cheile Bădiţei, v. tabelul 121) se datoresc tot proceselor carstice semnalate deja la scurgerea medie (vezi p. 475). Astfel, se explică scurgerea maximă mai ridicată spre aval, faţă de zonele înalte. În Bucegi, din această cauză, nu se mai întîlnesc valorile de 7—10 l/s/km², care au caracterizat etajul alpin al Munţilor Făgăraş. Desigur, la aceasta contribuie şi lipsa lacurilor alpine din masiv. Creşterea scurgerii minime, de la izvoare spre aval, se observă şi în cazul Prahovei, unde afluxul de apă dinspre Bucegi duce la creşterea debitelor specifice la Sinaia faţă de Buşteni (v. tabelul 121).

TABELUL 120

Debitele şi scurgerea maximă, cu asigurări diferite pe rîurile din bazinul Ialomiţei

Rîul	Post	Debite maxime (m³/s) cu asig.				Scurgerea maximă asig. 1% (l/s/km²)
		1%	3%	5%	10%	
Ialomiţa	Băleni-Mărceşti	500	400	360	310	530
Ialomiţa	Coşereni	930	770	700	600	147
Ialomiţa	Slobozia	980	820	740	630	115
Cricovul Dulce	Băltiţa	250	200	180	150	480

Secarea rîurilor în zona piemontană nu este un fenomen caracteristic, deoarece spre est însuşi brîul piemontan se îngustează. Sînt intermitente rîurile mici care aparţin zonei de izvoare ale Cricovului Dulce, Proviţei şi Cricovului Sărat. Dintre rîurile intermitente, putem spune chiar că de pe tot teritoriul ţării extensiunea cea mai mare o are Sărata ($S = 1\,591$ km²). Ea seacă în condiţiile unei clime secetoase, continentale, de stepă, datorită alimentării subterane slabe. Valea sa va putea fi folosită de un canal de alimentare pentru numeroase sisteme de irigaţie, cu priza de apă din Siret-Buzău.

Temperatura apei. În bazinul Ialomiţei temperatura apei denotă influenţa etajării verticale a climei, iar în cursul inferior al rîului se manifestă deja particularităţile climei continentale. Zonalitatea verticală a temperaturii apei se poate urmări din fig. 45. Pentru demonstrarea temperaturilor medii

TABELUL 121

Debitele şi scurgerea minimă (asig. 95%) pe riurile din bazinul Ialomiţei

Rîul	Post	Debite medii lunare minime				q_{min} anual specific (95%) (l/s.km²)	Debit min. pe zi asig. 95% (perioada caldă) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă			
		Q_{min} (m³/s)	Data prod. luna, anul	Q_{min} (m³/s.)	Data prod. luna, anul		
Ialomiţa	Padina	0,05	II.1954	0,21	XI. 1956	1,66	—
Ialomiţa	Cheile Bădiţei	0,04	I.1964	0,13	XI. 1965	0,70	—
Ialomiţa	Cheile Zănoagei	0,000	I,II.1954	0,08	XI. 1953	0,000	—
Ialomiţa	Scropoasa	0,000	I,II.1954	0,09	XI. 1965	0,000	—
Ialomiţa	Uzina-Dobreşti	0,30	II.1954	0,61	XI. 1965	2,47	0,30
Ialomiţa	Moroieni	0,30	II.1954	0,42	X. 1958	1,14	0,35
Ialomiţa	Băleni-Mărceşti	1,24	I.1964	1,15	X. 1965	1,19	0,48
Cricovul Dulce	Băltiţa	0,15	I,II.1954	0,04	IX. 1964	0,75	0,01
Poliştoaca	Predeal	0,002	I.1957	0,002	X. 1960	1,0	0,0008
Azuga	Azuga	0,21	II.1954	0,42	X. 1965	3,34	—
Prahova	Buşteni	0,27	II.1954	0,56	IX. 1963	1,90	0,34
Valea Cerbului	Buşteni	0,05	II.1954	0,07	X,XI. 1963	3,56	0,042
Doftana	Teşila	0,52	I.1954	0,80	IX. 1950	1,77	0,63
Teleajen	Cheia	0,15	II.1964	0,16	IX. 1950	3,50	0,12
Teleajen	Gura-Vitioarei	0,30	I.1954	0,27	IX. 1950	0,55	infl. utiliz.
Teleajen	Moara Domnească	1,42	I. 1954	1,33	IX. 1950	0,91	infl. utiliz.
Prahova	Adîncata	3,52	I. 1954	3,50	IX. 1950	0,94	infl. utiliz.
Ialomiţa	Coşoveni	7,37	XII. 1953	3,72	IX. 1950	0,59	infl. uzilit.
Ialomiţa	Slobozia	7,37	XII. 1953	3,67	IX. 1950	0,43	infl. utiliz.

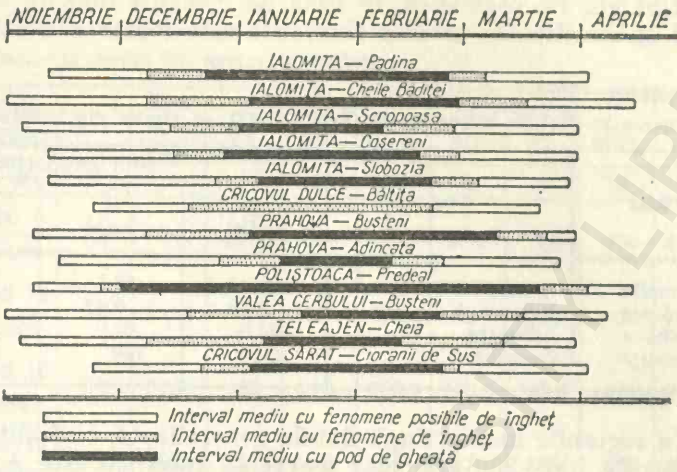


Fig. 139. Diagramele datelor caracteristice ale fenomenelor de îngheţ din bazinul Ialomiţei (I. Ujvári).

lunare din etajul alpin, pe acest grafic au fost prezentate şi valorile temperaturilor aerului la nivelul vf. Omul pentru lunile cu valori medii pozitive.

Gradul ridicat de continentalitate se poate urmări din valorile temperaturii maxime zilnice a apelor din Cîmpia Bărăganelor şi a cîmpiilor piemontane, unde au fost înregistrate chiar şi pe Ialomiţa (Băleni) valori pînă la 39 °C. Durata temperaturilor medii decadale de peste 20 °C depăşeşte, în medie, 5 decade în cîmpie.

Fenomenele de îngheţ. Aceste fenomene încep la altitudinile mari pe la sfîrşitul lunii octombrie, la nivelul a 1 000 m la începutul lui decembrie, iar în zonele joase pe la sfîrşitul lunii decembrie. Există totuşi o diferenţiere puternică teritorială, deoarece apele carstice ale Masivului Bucegi exercită un efect de relativă încălzire asupra rezervelor de ape subterane şi la rîndul lor acestea asupra apelor Ialomiţei şi Prahovei. La acest efect se adaugă şi încălzirea interioară a pîraielor cu pante longitudinale mari care este un fenomen general. Prin urmare, de exemplu pe Ialomiţa, la Padina, durata medie a fenomenelor de îngheţ este de abia 10 zile, iar a podului de gheaţă — de 50 de zile. În condiţii termice mult mai moderate, dar în lipsa carstului, pe Poliştoaca la Predeal, durata medie a fenomenelor de îngheţ este de 118 zile, iar a podului de gheaţă — de 81 de zile.

Pe sectorul de cîmpie, fenomenele de îngheţ pe Ialomiţa sînt asemănătoare, ca şi la altitudini mari, fiind caracterizate prin durata medie de 50—60 de zile, iar a podului de gheaţă între 25 şi 35 de zile, ele dispărînd în general între 26 februarie şi 17 martie (v. tabelul 139).

Caracteristicile scurgerii solide. După analiza la 4 posturi hidrometrice pentru perioada 1952—1967 (282) şi generalizarea teritorială a lor, s-a localizat zona de altitudine de maximă eroziune între 400 şi 1 000 m, adică în fîşia subcarpatică constituită din flişul neogen. Aici, turbiditatea pîraielor locale depăşeşte 5 000 g/m³, iar eroziunea specifică maximă atinge 8—

10 t/ha/an. De asemenea, în zona de tranziție dinspre munți spre piemonturi și mobilitatea albiilor fluviatile este foarte ridicată.

TABELUL 122

Scurgerea și debitele solide medii (1952—1967) pe rîurile din bazinul Ialomiței (282)

Rîul	Post	Valorii medii (1952—1967)			
		Q (m^3/s)	R (kg/s)	ρ (g/m^3)	r (t/ha/an)
Ialomița	Mărcești-Băleni	9,40	18,5	1 970	6,46
Prahova	Bușteni	2,70	0,27	100	0,65
Prahova	Adîncata	24,8	65,0	2 620	5,57
Ialomița	Coșereni	37,2	120	3 230	6,07

În regiunile înalte, după datele generalizate, turbiditatea medie variază în jur de 100—300 g/m^3, iar scurgerea specifică este și ea redusă mai ales în regiunea carstică unde rămîne sub 1 t/ha/an.

De la zona eroziunii maxime spre cîmpie, scăderea valorilor este rapidă. Pe pîraiele locale, cum este Sărata, scurgerea lichidă este redusă, datorită pantelor mici ale reliefului care reduc turbiditatea sub 500 g/m^3 și eroziunea specifică sub 0,5 t/ha/an. Variația teritorială a eroziunii este însă destul de mare: este mai accentuată în apropierea văilor, unde pantele versanților sînt mai mari și sînt egale cu zero (din punctul de vedere al scurgerii solide fluviatile) pe interfluviile acoperite cu crovuri.

Ialomița varsă anual în Dunăre în medie 3 790 000 tone de aluviuni, ceea ce echivalează cu 2 520 000 m^3 sol erodat pe an sau un strat de 0,3 mm.

Particularități hidrochimice. După cum s-a mai subliniat, în cursul superior al Ialomiței și afluenților săi montani domină pretutindeni rocile carbonatate. În aceste condiții, rîurile au și ele ape curate bune de băut, carbonatate din grupa calciului cu o mineralizare în jur de 100—500 mg/l și duritate de 5—15 gg (v. tabelul 123). În zona subcarpatică saliferă însă compoziția chimică a apelor fluviatile se transformă, acestea devenind clorurate (v. fig. 53) din grupa natriului, cu o mineralizare totală în jur de 1—8 g/l (v. tabelul 123), caracter ce se menține pînă la vărsare (Ialomița, Cricovul Dulce prin Proviță, Prahova, Cricovul Sărat, Sărata).

Ialomița și afluenții săi traversează cea mai importantă regiune petroliferă a țării, unde s-a dezvoltat o industrie puternică. Datorită acestei situații, bazinul Ialomiței primește anual un volum de 475 846 000 m^3 ape reziduale din care, de exemplu în 1966 se epurau 125 841 000 m^3 (26,4%). În aval de pîrîul Bizdidel consumul biochimic de oxigen în apele Ialomiței crește deja la circa 6 mg/l, ca la Doicești prin primirea apelor uzate ale termocentralei, să crească și mineralizarea apei pînă la 1 900 mg/l. La Tîrgoviște, Ialomița primește noi impurități. Prahova este curată pînă la Azuga, însă trecînd prin localitățile Bușteni, Sinaia, Comarnic, Cîmpina, Florești rîul devine un adevărat emisar al apelor reziduale, oxigenul dizolvat scăzînd pînă la 2 mg/l în apele ei. Poluarea Teleajenului se produce în avale de Vălenii de Munte și se degradează puternic în dreptul rafinăriei

TABELUL 123

Date hidrochimice privitoare la rîurile din bazinul Ialomiței

Rîul / Post	Data probei	pH	Rez. fix. (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni			Duritate (gg)
				Ca	Mg	Na+Ka	SO_4	Cl	HCO_3	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ialomița / Moroeni	30·6 / 1961	7,4	157	45,7	1,74	3,2	10,6	5,3	134	6,8
Ialomița / Băleni	13·12 / 1961	6,8	1 459	74	30,4	667,4	59	936	413	17,4
Ialomița / Slobozia	15·12 / 1961	6,7	1 390	128	43,8	360,4	119,5	595,6	390	28,0
Prahova / Bușteni	21·12 / 1961	7,9	549	97,5	16,6	101	77	164	268	17,4
Azuga / Azuga	21·12 / 1961	7,9	116	75,7	7,8	9,2	20	29,6	220	12,4
Teleajen / Cheia	22·11 / 1961	7,9	362	60,2	4,4	43,7	8	67,5	195	9,4
Teleajen / Moara Domnească	29·9 / 1961	7,6	2 027	154	23,5	191	80	437	244	27,0
Cricovul Sărat / Albești	22·9 / 1961	6,7	7 286	284	63,2	226,0	128,1	3 942	232	54,3

Teleajen și după primirea pîrîului Dîmbu, care aduce apele reziduale ale Ploieștiului. Pe acest sector, impurificarea rîului este generală.

Prin realizarea planurilor vaste de amenajare ale Ialomiței, rîul capată din ce în ce o importanță mai mare în alimentarea cu apă a regiunii Bărăganelor și a zonei industriale Ploiești În zona subcarpatică, pe lîngă stațiunile balneo-climaterice existente, sursele de ape sărate, iodurate, bromurate, asigură posibilități aproape nelimitate pentru noi amenajări.

INTERFLUVIUL IALOMIȚA-BUZĂU

Spațiul larg dintre cursurile Ialomiței și Buzăului este de fapt o cîmpie largă de divagare, construită în parte de Ialomița și Buzău, precum și de afluenții acestora; ea este continuată spre est, spre limita Dunării, de terasele holocene ale fluviului. Aluviunile fluviatile, depuse în zona mlăștinoasă de la începutul holocenului, sînt acoperite cu un strat loessoid cu o grosime redusă în comparație cu restul Cîmpiei Române, ce atestă tinerețea acestui spațiu. Cursul părăsit de Buzău, în care s-a instalat nu de mult Călmățuiul, separă morfologic Cîmpia Bărăganului de mijloc (central) față de Cîmpia Brăilei, sau Bărăganul de Nord.

În cuprinsul cîmpiei de la nord de Ialomița, panta generală a reliefului are căderea spre E—SE, ceea ce este urmărit și de nivelul apelor freatice. Drenajul subteran se produce deci dinspre Buzău spre Călmățui și spre Ialomița-Dunăre. Adîncimea apelor freatice nu este mare, ea variind între 5 și 10 m, cu excepția Cîmpiei aluviale de divagare Mizil-Stîlpu, care ocupă spațiul dintre Subcarpați și Cîmpia internă. În această fîșie, nivelul apelor subterane se apropie de suprafața terenului (1—3 m) favorizînd — după N. Florea — apariția sărăturilor continentale. Calitatea apelor freatice este foarte variabilă, spațiile extinse fiind caracterizate de ape slab potabile sau nepotabile, cu mineralizare și duritate ridicată. Se pare că numai pe linia fostelor cursuri fluviatile, colmatate în prezent de pătura de loess, se ivesc ape carbonatate potabile, restul fiind ocupat de ape sulfatate și clorurate cu mineralizări care uneori depășesc 5—10 g/l.

Studiind repartiția teritorială a diferitelor tipuri de mineralizare, E. Liteanu stabilește o serie de relații dintre gradul și tipul mineralizării apelor freatice (v. tabelul 124). Proveniența sărurilor din ele precum și din lacurile sărate a suscitat interesul oamenilor de știință, care au emis trei ipoteze.

TABELUL 124

Particularitățile hidrochimice ale apelor freatice din Cîmpia Română orientală în funcție de gradul de mineralizare (după E. Liteanu)

Gradul de mineralizare (g/kg)	$\frac{Cl}{HCO_3}$	$\frac{HCO_3}{Cl + SO_4^{2}}$	$\frac{Na}{Ca}$	$\frac{Na}{Ca^2 + Mg^2}$
Sub 1,0	0,005—0,1	0,1— 0,5	0,5—1,5	0,3—1,0
1—3	0,5—1,0	0,8— 1,5	1,0—3,0	0,8—1,5
3—5	1,0—3,0	1,5— 5,0	1,5—5,0	1,0—3,0
Peste 5,0	3,0—7,0	4,0—10,0	2,0—6,0	1,5—4,0

În prima ipoteză, care aparține lui Gr. Ștefănescu și C. Istrate, se arată că sărurile provin direct din zona saliferă a carburii Carpaților, prin deplasarea apelor freatice. Această concepție a fost combătută relativ ușor, aducîndu-se ca argumente distanța mare a zonei salifere propriu-zise și existența între cele două zone a unei fîșii intermediare cu ape dulci (lățime 35—120 km). Nu se poate explica, de asemenea, proveniența sulfaților în apele sulfatate.

P. Poni, emite ipoteza vechimii mari a sărurilor din lacuri încă din timpul sedimentărilor din Marea Sarmațiană care se întindea pe aceste meleaguri. Această ipoteză este susținută și de C. Brătescu. Ea este însă combătută, folosindu-se ca argument compoziția chimică foarte variată a apei lacurilor și apelor freatice, precum și grosimea considerabilă a păturii de loess și a depozitelor cuaternare fluviatile, care conțin și ape dulci.

A treia ipoteză care stă la baza tuturor studiilor actuale, este emisă de Gh. Munteanu-Murgoci, care arată: „... ca toate lacurile de stepă, ele nu sînt decît bazine de acumulare a sărurilor solubile (carbonați, cloruri, sulfați alcalini etc.), care se nasc din reacțiile ce au loc în solul arabil și în pătura de loess și de nisip, care este traversată de apele de precipitație atmosferică ... insuficiența precipitațiilor atmosferice provoacă o acumulare de săruri în sol ... Apele freatice din stepă sînt atît de bogate în săruri,

încît ele nu sînt bune nici de băut, nici de utilizat la locomotive." Prin aceste cuvinte, Murgoci dezvăluie dinamica formării zonale a sărurilor din stepă prin procesul salinizării continentale. Acest fapt este dovedit apoi de N. Florea (52), care vine cu date de observaţii concrete, şi apoi de E. Liteanu şi C. Ghenea (94), care dezvăluie procesele de metamorfoză a compoziţiei chimice a apelor din lacuri faţă de cea a apelor freatice din jur, care le alimentează. Cercetările sînt continuate de P. Marosi, care atrage atenţia asupra multitudinii condiţiilor locale în care se produce mineralizarea. Autorul separă raioanele *mineralizării autohtone, continentale* a apelor freatice, raioanele *mineralizării alohtone* a apelor freatice din sărurile aduse de rîuri din munţi, disipate prin infiltraţii laterale în zona de cîmpie şi care se supune, de asemenea, procesului de concentrare a sărurilor în condiţiile climei de stepă şi *raioanele mineralizării autohtone a lacurilor*, în care se produce o metamorfoză a compoziţiei în funcţie de reacţiile din lacuri în diferite condiţii de mineralizare. Dovedeşte că în avale de lacuri (în sensul căderii hidroizohipselor) apele freatice pot fi influenţate şi de structura mineralizării apelor din lacuri.

Reţeaua fluviatilă din Bărăgan este slab dezvoltată. Cu excepţia pîraielor mici, care se îndreaptă spre Ialomiţa şi se termină în limanuri fluviatile (v. fig. 136), unele mici cursuri se pot identifica abia în sistemul Călmăţuiului. Restul Cîmpiei Tătarului şi a Brăilei este presărată de lacuri de tasare în loess, ceea ce ne dovedeşte o circulaţie a apelor mai mult pe verticală, existenţa semiendoreismului pe suprafeţe mari. Suprafeţele bazinale semiendoreice ale limanurilor fluviatile care aparţin Ialomiţei se cifrează la 551 km²; cea polidepresionară în Cîmpia Tătarului — la 1 694 km², iar cea din Cîmpia Brăilei — la 796 km².

Limanurile fluviatile din lungul Ialomiţei au suprafeţe lacustre care depăşesc în unele cazuri 5 km². Volumul şi extensiunea lor este mult mai puţin variabilă decît în cazul lacurilor de crov; sînt sărate, dar au o mineralizare în general mai redusă (sub 30 g/l), după cum reiese din tabelul 125.

Lacurile clasto-carstice, de crovuri, au un bilanţ hidrologic care reacţionează foarte prompt la schimbările anuale ale umidităţii climei. În anii secetoşi, de exemplu, multe dintre ele seacă, şi în acest caz apele din ele ating concentraţia maximă de mineralizare, şi fundul cuvetelor lacustre se acoperă cu sare cristalizată. În anii cu umiditate mai abundentă, ele au o extensiune mare şi o mineralizare mai redusă. Un exemplu clasic în acest sens ne oferă lacul Ianca (v. tabelul 125 şi fig. 136), dar acestei categorii îi aparţin după P. Gâştescu şi Plopul, Tătaru, Plaşcu şi Colţea.

Probleme deosebite se pun în legătură cu valorificarea superioară a regiunilor acoperite cu crovuri şi în general a teritoriilor cu ape freatice sărate. Cîmpia Tătaru nu dispune de resurse de apă exploatabile pentru irigaţii, în schimb, în Cîmpia Brăilei se poate uda mai uşor cu apele extrase din Dunăre şi Siret. Lucrările au şi început în 1968, cînd s-a organizat deja irigarea unei suprafeţe de 7 800 ha. În apropiere de Dunăre, pe lunca înaltă a fluviului a fost dată în folosinţă incinta cea mai mare de orezărie din ţara noastră (3 000 ha) la Gropeni, unde sărăturile nu au permis aplicarea altor culturi. Consecinţele irigării unei suprafeţe atît de mari în Cîmpia Brăilei (suprafaţa irigabilă circa 70 000 ha) pot fi multiple. Ne putem aştepta la o activizare a apelor freatice, care în cazul unui drenaj bun o să ducă la

desalinizare. Mai mult, ar putea să ducă la îndulcirea generală a apelor freatice, atît de necesare pentru alte scopuri gospodăreşti. Dacă însă acest

TABELUL 125

Date caracteristice ale lacurilor din estul Cîmpiei Române
(P. Gâştescu)

Lacul	Suprafaţa (ha)	Adîncime max. (m)	Mineralizare (mg/l)	Tip de mineralizare
1	2	3	4	5
Limanurile fluviatile ale Ialomiţei				
Bilteni (Ciolpani)	88	—	473,3	HCO_3—Na
Snagov	576	9,0	362	HCO_3—Ca
Balta Neagră	50	—	—	HCO_3—Ca
Căldăruşani	224	4,5	521	HCO_3—Na
Comana	20	—	691	HCO_3—Ca
Jilavele (baz. Sărata)	200	—	—	—
Cotorca	120	—	—	—
Sf. Gheorghe	20	—	—	—
Sărăţuica	68	—	—	—
Fundata	500	4,8	12 640	SO_4—Na
Şchiauca	100	—	5 725	Cl—Na
Amara-Slobozia	132	3,0	20 057	Cl—Na
Iezer	142	—	2 070	Cl—Na
Strachina	564	—	9 147	Cl—Na
Limanurile fluviatile ale Buzăului				
Jirlău	1 068	—	3 112	Cl(HCO_3)—Na
Balta Amară	698	—	7 934	Cl—Na
Balta Albă	1 068	—	13 550	Cl—Na
Ciineni (Sărat)	56	—	41 330	Cl—Na
Ciulniţa	96	—	7 750	SO_4—Na
Lacuri clastocarstice (de crov)				
Movila Miresii	180	—	137 972	Cl—Na
Sec-Movila Miresii	76	—		
Lutu Alb	—	—	21 578	Cl—Na
Plopul	180	—	18 890	Cl—Na
Ianca	< 332	—	34 462	Cl—Na
Sărat—Batogu	84	—	59 126	Cl—Na
Tătaru	328	—	12 497	Cl—Na
Colţea	88	—		
Plaşcu	188	—	8 580	SO_4—Na
Sărat—Brăila	172	—	83 955	SO_4—Na

drenaj nu va fi suficient de intens, ne putem aştepta la accentuarea salinizării solurilor şi apelor freatice.

Bazinul Călmăţui ($S = 820$ km^2; $L = 145$ km) îşi are originea la sud de oraşul Buzău, în apropierea Bălţii Plopului, unde s-a produs de fapt difluenţa şi apoi despărţirea definitivă dintre Călmăţui şi Buzău. Toţi afluenţii se varsă în Călmăţuiul principal din stînga, dinspre Buzău, indicînd diferitele etape de legătură între cele două sisteme. Cei mai vechi dintre ei sînt: Rusavăţul ($S = 74$ km^2; $L = 14$ km) şi Negreasca ($S = 67$ km^2; $L = 16$ km), care se aliniază paralel cu Călmăţuiul pe conul de dejecţie

al Buzăului. Cursurile lor au fost părăsite în prima etapă, în zona aluvionării maxime; în prezent, ele drenează unele cantităţi mai mici de ape freatice dinspre Buzău spre Călmăţui, după cum reiese din hidroizohipsele regiunii.

În partea inferioară a văii largi a Călmăţuiului se mai întîlnesc şi alte cursuri părăsite, dar de data aceasta abandonate de Călmăţui datorită aluvionării în timpul revărsărilor, ca: Strîmbul ($S = 109$ km^2; $L = 39$ km) sau Batogul ($S = 95$ km^2; $L = 24$ km). Ultimele legături au fost păstrate de Buzoelul, care este singurul curs perpendicular pe Călmăţui, venind direct dinspre satele Horia şi Surdila-Găişeanca, zonă de conexiune a luncii Buzăului cu valea Buzoelului. Pe acest sector, Buzăul are încă tendinţa de abatere spre nord, atacînd mai ales malurile din stînga.

Abatere spre nord se observă şi pe Călmăţui, dar numai în aval de Rubla, unde aluvionările holocene ale Buzăului nu s-au mai resimţit, deci Călmăţuiul s-a putut adapta mişcărilor neotectonice. Pe acest sector, albia lui se despleteşte, în dreapta rămînînd suspendat Puturosul, care însă revine în rîu la Spiru Haret; aici pantele longitudinale ale Călmăţuiului cresc în incinta terasei Dunării, pe care o ferestruieşte înainte de vărsare. Panta longitudinală medie a rîului este de 0,7 m/km.

În bazinul Călmăţui există un singur post hidrometric pe cursul principal, la Cireşu, care funcţionează din 1953.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic. Caracterizat prin precipitaţii şi scurgere mai ridicată în zona de izvoare a Călmăţuiului, elementele bilanţului scad treptat spre Dunăre. Astfel, dacă la Buzău s-au înregistrat în medie 512 mm precipitaţii, la Mihail Kogălniceanu, în apropierea vărsării rîului în Dunăre s-au observat abia 451 mm, iar la Brăila 440 mm. *Potenţialul evaporaţiei* este în jur de 850 mm, adică coeficientul de ariditate este în jur de 1,6—1,8. Debitul mediu al Călmăţuiului la Cireşu, calculat pentru perioada 1950—1967) este de 1,20 m^3/s, ceea ce corespunde unui debit specific de 2,22 l/s/km^2 sau scurgerii de 70 mm. Considerînd precipitaţiile medii de 470 mm, obţinem deci o evapo-transpiraţie medie de 401 mm. La vărsare, debitul rîului se ridică după calcule la circa 1,4 m^3/s.

Rămîne încă de studiat influenţa scurgerii subterane şi superficiale dinspre Buzău, care trebuie să aibă încă o pondere destul de mare, deoarece scurgerea înregistrată este mult mai mare (circa două ori), decît cea zonală. *Debitele minime medii* decadale se ridică şi ele la asigurarea de 95%, pînă la valori de 200 l/s, deşi în condiţiile climatice locale rîul ar trebui să fie în cel mai bun caz semipermanent, sau chiar intermitent (cum este cazul rîului Sărata — Ialomiţa).

Debitul maxim. Fenomenul nu este încă studiat şi ne lipsesc mai ales datele asupra deversărilor posibile dinspre Buzău. După datele de generalizare, debitul maxim cu asigurare 1% este de 50 m^3/s la Cireşu, iar cel observat este de 32,2 m^3/s în anul 1965.

Aparţinînd *tipului de regim pericarpatic sudic*, debitele medii lunare maxime se observă în medie în luna martie, iar cele minime în septembrie. Datele cu privire la temperatura apei şi asupra fenomenelor de îngheţ

TABELUL 126

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinul Călmăţui (Buzău) (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI
Călmăţui	Cireşu	10,8	19,5	18,1	9,26	8,86	8,9

nu sînt încă suficiente pentru generalizări, dar nu există nici o abatere deosebită faţă de restul rîurilor de cîmpie. Trebuie să subliniem însă că regimul de iarnă în această zonă este deja mult mai stabil faţă de sudul Cîmpiei Române.

Scurgerea solidă nu este abundentă, dar nu este nici prea scăzută, ceea ce se explică prin frecvenţa mare a ploilor torenţiale cu intensitate mare. Turbiditatea medie a apei la Cireşu este de 575 g/m³, debitul mediu solid 0,70 kg/s, iar cel specific 0,43 t/ha/an.

Particularităţile hidrochimice. Chimismul rîului oglindesc în mare măsură condiţiile climatice semiaride — adică o mineralizare ridicată — cu dominarea ionilor de clor în compoziţia sărurilor dizolvate.

TABELUL 127

Date hidrochimice privitoare la apele Călmăţuiului şi a lacurilor de pe interfluviu

Rîul / Lacul* / Post	Data probei	pH	Rez. fix (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni (mg/l)			Duritate (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
Călmăţui / Cireşu	15.9.1961	7,8	1 850	106	70,5	478,6	683	305,7	390,4	31,1
Ianca*	—	—	34 462	876,5	1 591	9 536,6	5 860	16 471	125,4	—
Plopul*	—	—	18 890,9	10,8	338	6 676	2 236	9 447	168,0	—
Movila*										
Miresii*	—	—	137 972	43,5	373	50 567	27 363	57 771	1 617,0	—
Batogu*	—	—	59 126	875,6	316	21 378	9 150	27 162	244,0	—
Sărat-Brăila*	9.6.1956	—	83 955	488,4	2 316	25 072	37 001	18 638	424,3	—

Atît Călmăţuiul, cît şi lacurile sărate au valoare economică foarte mare. În cazul regularizării eficiente a regimului Buzăului ar fi posibilă transformarea cursului Călmăţuiului într-un important canal de aducţiune de ape spre Cîmpia Buzăului, iar în cazul construirii canalului de aducţiune de centură dinspre Siret, a debitelor acestuia. Prin aceste măsuri s-ar putea iriga toată suprafaţa Bărăganului central şi de nord, făcîndu-se mari economii de energie în comparaţie cu extragerea apelor din Dunăre.

VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
4,52	2,20	3,04	2,46	5,95	6,40	36,7	36,2	15,6	11,5	PcS

Lacurile sărate au valoare terapeutică ridicată, cu efecte deosebite în tratarea afecţiunilor reumatice şi ginecologice. Nămolul terapeutic de la Amara Slobozia şi de la Sărata-Brăila concurează cu succes pe cel din lacul Techirghiol. În ultimii ani, aceste staţiuni au fost modernizate şi ridicate la nivelul celorlalte staţiuni mari din ţară.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL XX

Grupa rîurilor estice

BAZINUL SIRETULUI

(S_t = 44 835 km²; S_c = 44 014 km²; L = 726 km; Q_0 = 190 m³/s)*

Bazinul Siretului se dezvoltă pe versanţii estici ai Carpaţilor Orientali şi parţial în Podişul Moldovei. Rîul îşi are obîrşia în zona flişului paleogen a Carpaţilor Păduroşi (pe teritoriul U.R.S.S.), la nord de vîrful Muntelui Lungul (1 382 m) de la 1 238 m altitudine. Încă de la izvoare îşi croieşte o vale transversală tipic montană cu pantele medii în jur de 10 m/km, care se menţin pînă la pătrunderea în depresiunea subcarpatică a Berhometului (U.R.S.S.). Mai în avale, după o cotitură largă spre SE, Siretul are o vale largă, un adevărat culoar, cu un curs tipic submontan pînă la vărsare.

Afluenţii Siretului, cu excepţia Bîrladului adaptat la regiunea de podiş, se formează mai ales în zona flişului carpatic şi numai doi dintre ei — Moldova şi Bistriţa — pătrund prin izvoarele lor în zona cristalină internă a Carpaţilor Orientali. Avînd în vedere tectonica regiunii, cu aria de subsidenţă în apropierea zonei de vărsare a Siretului, afluenţii săi carpatici au cursuri diagonale, aproape paralele cu Carpaţii pînă la nord de valea Trotuşului. De aici, cursurile afluenţilor devin perpendiculare pe linia de creastă carpatică, ele adaptîndu-se la tectonica complicată a curburii carpatice. Aceasta duce la pante longitudinale mai echilibrate în cazul afluenţilor paraleli şi la profile mai puţin definitivate la cei din sud, în trepte mai accentuate din cauza traversării perpendiculare a structurilor cu rezistenţe diferite.

După caracteristicile morfohidrografice şi hidrologice, Siretul se împarte în trei sectoare distincte:

Siretul superior, pînă la pătrunderea rîului pe teritoriul ţării noastre la Văşcăuţi, cu pantă medie de 7,0 m/km;

Siretul mijlociu, pînă la vărsarea Putnei, adică sectorul de podiş al rîului, cu pantă medie de 0,5 m/km.

Siretul inferior, sau sectorul de cîmpie în aval de vărsarea Putnei, unde pantele longitudinale ale rîului scad la 0,23 m/km.

Cursul Siretului superior (S = 1 606 km²; L = 133,5 km) este dezvoltat în întregime pe teritoriul U.R.S.S. Altitudinea medie a bazinului de recepţie pînă la graniţă este de 572 m, iar panta medie a reliefului atinge abia 58 m/km ceea ce ne indică ponderea mică a regiunilor de munte.

Pe acest sector, Siretul primeşte apele a doi afluenţi mai însemnaţi: Siretul Mic (S = 550 km²; L = 55 km; H_m = 521 m) şi Cotovăţul (S = = 81 km²; L = 81 km; H_m = 360 m). Primul soseşte dinspre Carpaţi,

* S_t = suprafaţa bazinului hidrografic; S_c = suprafaţa bazinului de recepţie (fără teritorii semiendoreice); L = lungimea cursului; Q_0 = debit mediu.

iar al doilea este un rîu de podiş. La intrarea pe teritoriul ţării noastre, Siretul are un debit mediu de 12,1 m³/s după datele sovietice (160) şi de 11,5 m³/s, după observaţiile efectuate la Şerbăneşti (187). Menţionăm că pînă la Şerbăneşti, Siretul colectează încă o serie de pîraie, bazinul său atingînd 1 994 km².

Cursul Siretului mijlociu (516,5 km) se distinge printr-o vale largă cu puternice tendinţe de divagare, cu un grad ridicat de meandrare (1,65 km/km).

Pînă la confluenţa cu Suceava, rîul primeşte dinspre Podişul Sucevei o serie de afluenţi mici, cum sînt Găvanul, Negostina, Bahna, Molniţa (izvorîtă în U.R.S.S., $S = 115$ km²; $L = 27{,}6$ km), Verehia, Baranca ($S = 36$ km²; $L = 12$ km), Leahu, Poienilor Harigii (curs de luncă externă a Siretului), Hănţeşti ($S = 50$ km²; $L = 14$ km), Grigoreşti ($S = 31$ km²; $L = 11$ km), Gîrla Huţanilor ($S = 86$ km²; $L = 11$ km), Sălăgeni ($S = 86$ km²; $L = 24$ km) şi Vorona ($S = 72$ km²; $L = 13$ km). Pînă la Bucecea (aval de pîrîul Hănţeştilor) din Siret se irigă o suprafaţă de 428 ha, la care se consumă un debit de 0,430 m³/s.

Suceava ($S = 2\,616$ km²; $L = 172{,}3$ km). Rîul îşi are izvoarele în zona flişului paleogen din nordul Carpaţilor Orientali, în regiunea Obcinelor bucovinene. Străbătînd în avale pînă la vărsare şirul depresiunilor de contact şi Podişul Sucevei, în cursul rîului se distinge bine sectorul montan cu pante medii în jur de 16 m/km, sectorul depresiunilor submontane cu intense colmatări şi divagări, despletiri de cursuri, şi sectorul de podiş cu un curs mai stabil, mai liniştit, unde căderea sa scade pînă la 1—1,5 m/km.

Obîrşia Sucevei se află la sud de satul Izvoarele Sucevei, în apropierea izvoarelor Moldovei, la 1 250 m altitudine. Versantul său vestic este dominat de masivul Tomnateculuí (1 567 m), dinspre care primeşte trei pîraie mai însemnate: Alunişul, Izvorul şi V. Cobelor, ultimul vărsîndu-se în Suceava pe teritorul U.R.S.S. la Şepot. Între această localitate şi Ulma, Suceava formează graniţa cu U.R.S.S. pe o distanţă de 21 km. Zona montană este părăsită de către rîu la Falcău.

În regiunea Obcinelor, care au o structură şi tectonică foarte variată, rîul şi-a format o serie de depresiuni de eroziune favorabile aşezărilor omeneşti. În cadrul acestora se găsesc satele Izvoarele Sucevei, Bobeca, Straja, Ulma şi Brodina, dinspre care se deschide deja perspectiva golfului erozional al rîului spre est, spre zona depresiunilor de contact. Munţii sînt alcătuiţi în acest sector din depozite eocene în axele anticlinale (sedimente calcaroase cu marne) şi oligocene (în sinclinale cu conglomerate, gresii micacee de tip flişoid etc.) ceea ce favorizează eroziunea diferenţială şi acumularea apelor freatice în condiţii foarte variate. Ele se întîlnesc în cantităţi mari, mai ales în formaţiunile aluvionare din avale de Vicovul de Jos, unde începe depresiunea aluvială largă a Rădăuţilor, care de altfel este şi un nod hidrografic de seamă. În ea se adună afluenţi veniţi atît dinspre vest, dinspre Obcine, cît şi dinspre nord.

În sectorul montan şi cel depresionar de contact, Suceava primeşte un număr mare de afluenţi, care-i îmbogăţesc în cea mai mare parte scurgerea.

Dintre afluenţii pe care-i primeşte din stînga, cu izvoarele pe teritoriul U.R.S.S., amintim pe Şepotul, Seleatinul, Ruskaia, Sadăul, Laura, Sicova, Bîlca Mare ($S = 94$ km²; $L = 35$ km), Petrimiasa, Tărnavuca, Rusului şi

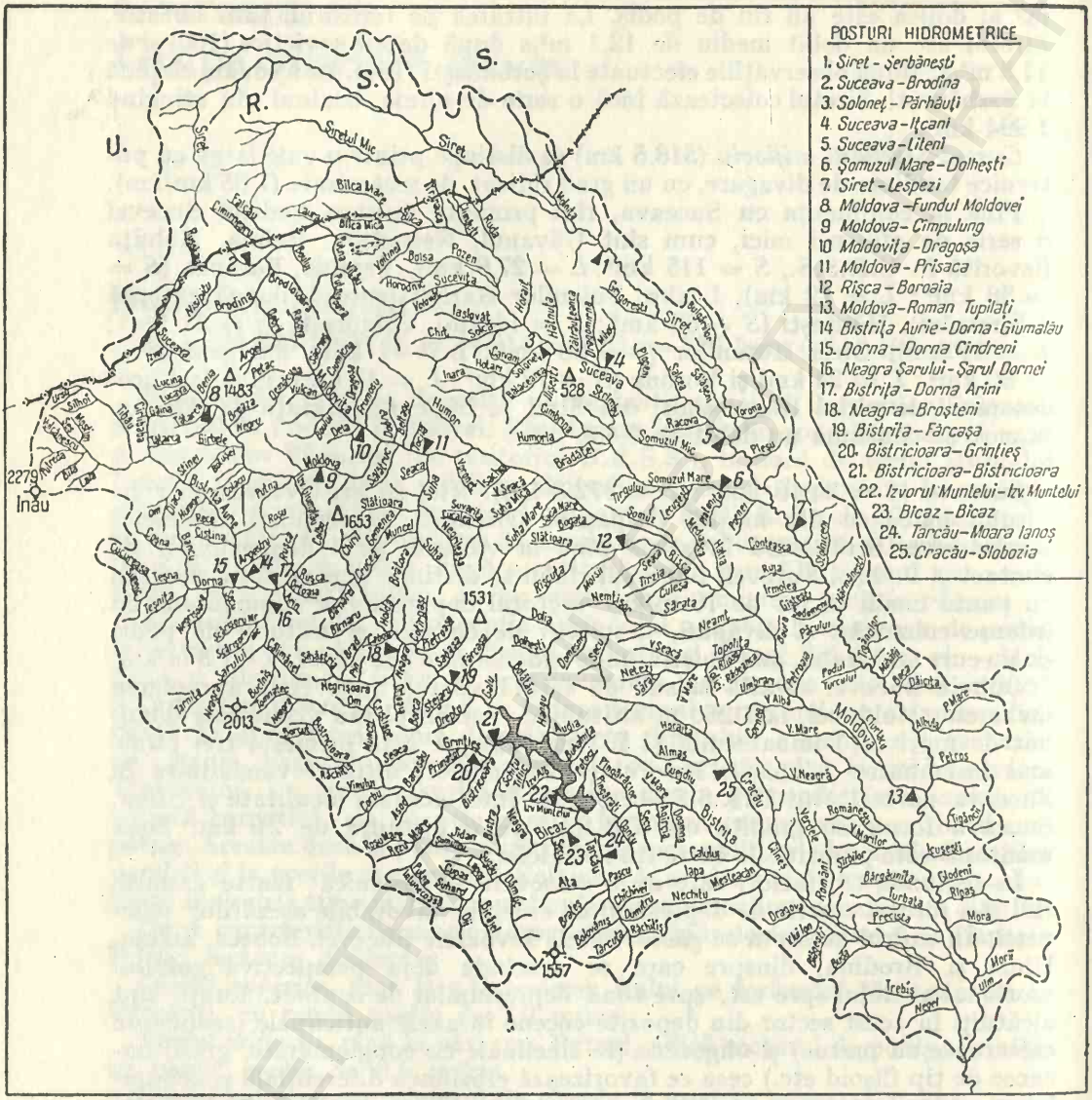


Fig. 140. Reţeaua hidrografică din bazinul Siretului superior şi posturile hidrometrice utilizate la studii.

Ruda, care la un loc drenează dinspre U.R.S.S. o suprafaţă totală de circa 340 km².

Afluenţii care vin din dreapta, dinspre Obcina Feredeului şi Obcina Mare, au văi adînci, cu lunci destul de bine dezvoltate în lungul cursurilor mai mari. Între aceştia îi amintim pe Pogonişoara, Nisipitu ($S = 45$ km²; $L = 12$ km), Brodina ($S = 156$ km²; $L = 28$ km), Ascunsul, V. Boului, Putna ($S = 132$ km²; $L = 19$ km), Remezeul, Voitinelul sau Pietroasa

($S = 32$ km^2; $L = 16$ km), Pozenul ($S = 148$ km^2; $L = 28$ km), care are o ramificaţie spre pîrîul Topliţa care drenează apele reziduale ale oraşului Rădăuţi, Suceviţa ($S = 199$ km^2; $L = 36$ km) cu afluenţii săi Rusca, Drăgoşina, Bercheza, Voevodeasa, Soarecul şi Volovăţul, Solca ($S = 166$ km^2; $L = 27$ km), care trece prin depresiunea marginală de la Solca, Solonеţul ($S = 217$ km^2; $L = 31$ km), care traversează Depresiunea Cacica, ambele cu iviri de izvoare sărate pe linie diapirică şi în fine, două pîraie mici de podiş: Ilişeştii ($S = 82$ km^2; $L = 18$ km) şi Şcheia care se varsă în colectorul principal la Suceava.

Dintre rîurile de podiş primite de Suceava din partea stîngă, amintim pe Horaiţul ($S = 76$ km^2; $L = 22$ km), Hătnuţa sau Haina ($S = 71$ km^2; $L = 19$ km), Pătrăuţeanca ($S = 33$ km^2; $L = 14$ km), Dragomirna ($S = 50$ km^2; $L = 15$ km), Plopenilor şi Salcea.

Între confluenţa Sucevei şi Moldovei, în Siret se mai varsă cîteva pîraie mai importante din dreapta, cum sînt: Somuzu Mic ($S = 128$ km^2; $L = 30$ km) şi Somuzu Mare ($S = 444$ km^2; $L = 51$ km) izvorîte din Depresiunea Litenilor. Dintre pîraiele mai mici, în continuare amintim Conţeasca ($S = 66$ km^2; $L = 19$ km), Ruja ($S = 47$ km^2; $L = 12$ km), Gîşteştii, Sodomeni, Părului şi Podul Turcului din dreapta şi Pleşul ($S = 36$ km^2; $L = 9$ km), Turbata, Sireţelul ($S = 79$ km^2; $L = 19$ km), Stolniceni ($S = 45$ km^2; $L = 12$ km) şi Hărmăneştilor ($S = 47$ km^2; $L = 17$ km) din stînga, dinspre creasta Dealul Mare-Hîrlău. Cîteva pîraie mai mici se mai întîlnesc şi în aval, cum sînt Valea Ţigăncilor, Mihăili, Boca ($S = 49$ km^2; $L = 10$ km), Albula ($S = 137$ km^2; $L = 19$ km), care pătrunde cu izvoarele lor în Podişul Bîrladului şi Vulpăşeştii ($S = 36$ km^2; $L = 10$ km), care izvorăşte chiar din apropierea izvoarelor Bîrladului.

Moldova ($S = 4\,326$ km^2; $L = 205$ km). Rîul s-a adaptat în cursul său superior la culoarul larg longitudinal dintre Obcinele Mestecănişului şi Feredăului, constituite mai ales din formaţiunile flişului cretacic. Valea sa pînă la Pojorîta formează limita între Obcinele Bucovinei şi zona de orogen a grupei centrale a Carpaţilor Orientali, constituită în parte din şisturi cristaline, în parte din depozite sedimentare cu clipe calcaroase cum sînt Adam şi Eva, Pietrele Doamnei şi Rarăul. Spre aval, Moldova intră în culoarul şi depresiunea de contact a Cîmpulungului Moldovenesc, după care face o cotitură spre est, traversînd perpendicular flişul paleogen pînă la Gura Humorului. Moldova urmează astfel legile unei structuri morfologice de tip jurasian, cu trunchiuri de văi longitudinale, alternînd cu porţiuni transversale şi diagonale. Profilul longitudinal este destul de echilibrat, chiar şi în sectorul montan, media pantelor fiind de 10,1 m/km. În aval de Gura Humorului, rîul pătrunde în zona subcarpatică, suferind o uşoară ruptură de pantă care duce la formarea unui sector cu mobilitate mare a albiei pînă la vărsarea sa în Siret, la Roman. Aceasta se datoreşte spre aval pantelor longitudinale relativ mari (în medie 1,65 m/km) în condiţiile sedimentelor autohtone nisipoase cu pietriş.

Primii afluenţi, pe sectorul superior, se îndreaptă spre mica depresiune de eroziune de la poalele estice ale Tomnateculuі-Valuneş-Moldova. Dintre aceştia menţionăm Lucina, izvorîtă de sub vîrful cu acelaşi nume (1 590 m), apoi Lucava, Tătarca ($S = 30$ km^2; $L = 8$ km), Răchitişul, Gîrbele ($S = 39$ km^2; $L = 9$ km), Orata, Delniţa şi Colacu. Dinspre Obcina Feredeului sosesc

numai trei pîraie mai de seamă : Benia, Breaza şi Pîrîul Negru ($S = 25$ km^2; $L = 8$ km).

La Pojorîta se varsă în Moldova pîrîul Putna ($S = 90$ km^2; $L = 20$ km), al cărui curs inferior este însoţit de drumul ce duce spre Pasul Mestecănişului. Pe acest sector, rîul formează limita între Mestecăniş şi masivele Giumalău (1 887 m) — Rarău (1 650 m), constituite în bază din şisturi cristaline cu clipe calcaroase şi sedimente mai noi.

Dinspre creasta Giumalău—Stînişoara se varsă în Moldova o serie de pîraie mici, cu pante mari dar cu scurgere nu prea bogată din cauza gradului mare de izolare a acestor văi adînci. Între ele se înşiră Izvorul Giumălăului sau Colbul ($S = 32$ km^2; $L = 10$ km), Seaca, Izvorul Alb ($S = 24$ km^2; $L = 9$ km), V. Caselor şi Şandru, iar dinspre Obcina Feredăului, Sadova ($S = 55$ km^2; $L = 15$ km).

Moldoviţa ($S = 563$ km^2; $L = 51{,}6$ km) este cel mai important afluent al Moldovei din stînga, pe care-l primeşte în cîmpul larg de la Vama. Rîul s-a adaptat liniei tectonice longitudinale dintre Obcina Feredeului (din vest) şi Obcina Mare (1 200 m — din est). Cursul lui devine astfel paralel cu cel al Moldovei superioare. Are o reţea hidrografică bine dezvoltată din ambele părţi, putem spune chiar cu aspect dendritic. Izvorăşte de la 1 220 m altitudine, de la capătul nordic al Obcinei Feredeului, de lîngă izvorul afluentului Sucevei—Brodina. Are pante longitudinale medii obişnuite pentru regiunile flişului — de 13 m/km.

Dintre afluenţii din dreapta mai mari ai Moldoviţei amintim Argelul ($S = 48$ km^2; $L = 12$ km), Lunguleţul, Demăcuşa cu Petacul ($S = 92$ km^2; $L = 15$ km), Vulcanul ($S = 25$ km^2; $L = 8$ km), Valea Boului ($S = 47$ km^2; $L = 13$ km) şi Deia. Din stînga, dinspre Obcina Mare, culege pe Raşcova ($S = 21$ km^2; $L = 8$ km), Săcrieşul sau Putna ($S = 38$ km^2; $L = 12$ km), Ciumîrna ($S = 34$ km^2; $L = 12$ km), Dragoşa ($S = 36$ km^2; $L = 13$ km), Frumosu ($S = 30$ km^2; $L = 11$ km).

Valea Moldoviţei inferioare marchează direcţia culoarului tectonic al Siretului-Moldova, care este zona de stingere a avanfosei carpatice (v. pag. 44). Tot această linie tectonică este urmărită probabil şi de Valea Humorului ($S = 106$ km^2; $L = 26$ km), ultimul afluent din zona de fliş, din partea stîngă a Moldovei. Acest sistem longitudinal s-a adaptat liniei cutelor majore, iar rolul tectonicii în formarea lui este trădat şi de lipsa afluenţilor mai de seamă.

Din dreapta, în avale de Moldoviţa, Moldova primeşte doi afluenţi din fliş cu văi transversale pe structura generală, ca Sălătrucul ($S = 24$ km^2; $L = 9$ km) şi Suha (Ostra) ($S = 352$ km^2; $L = 33$ km) care însă are şi sectoare longitudinale şi afluenţi longitudinali ca Negrileasa ($S = 76$ km^2; $L = 20$ km), Ursoaia şi parţial Braniştea ($S = 22$ km^2; $L = 8$ km). Restul afluenţilor urmăresc tectonica transversală : Brăţora ($S = 44$ km^2; $L = 12$ km), Batuşan, Muncel, Slătioara ($S = 32$ km^2; $L = 10$ km) care în sectorul lor inferior devin tot longitudinali.

Ultimul afluent, din zona flişului paleogen, din dreapta Moldovei este Voroneţul ($S = 35$ km^2; $L = 10$ km), adaptat tot la tectonica longitudinală, care a generat formarea unor sisteme dezvoltate dreptunghiular, cu coturi bruşte.

La Gura Humorului, Moldova intră în Podişul Moldovenesc, iar din dreapta se ivesc primii soli ai dealurilor subcarpatice, care spre sud, spre Bacău,

formează o fîşie tot mai largă, îmbinată armonios cu formaţiunile piemontane levantin-cuaternare.

Culoarul larg, cu numeroase despletiri ale Moldovei, începe imediat după Gura Humorului. El se lărgeşte şi mai mult în Depresiunea subcarpatică externă a Băii, care formează o mică piaţă de adunare a apelor. După primirea cîtorva pîraie mai mici (Isachia, Bălcoaia, Bucovăţ), în Depresiunea Băii se varsă în Moldova, Suha Mică ($S = 135$ km^2; $L = 24$ km) şi Suha Mare ($S = 128$ km^2; $L = 29$ km), ambele sosite din dreapta, dinspre Culmea Stînişoarei. Şirul afluenţilor mai importanţi din dreapta continuă şi în avale prin Rîşca ($S = 402$ km^2; $L = 54$ km), Rîul Neamţului sau Ozana ($S = 427$ km^2; $L = 54$ km), Topoliţa ($S = 285$ km^2; $L = 30$ km), Umbrari ($S = 36$ km^2; $L = 16$ km), Valea Albă ($S = 72$ km^2; $L = 16$ km) şi Valea Mare ($S = 71$ km^2; $L = 15$ km), toate asimetrice spre dreapta, ca şi Moldova inferioară, care devine astfel colectorul submontan al regiunii subcarpatice. Rîşca pătrunde în lunca externă a Moldovei la Bogdăneşti, formîndu-şi un curs paralel pînă la Ungheni, unde folosind vechea albie a Săratei ($S = 47$ km^2; $L = 16$ km) îşi croieşte drumul spre vărsare. Ozana îşi concentrează afluenţii mai ales spre Depresiunea Nemţişorului încadrată între Culmea Stînişoarei şi Culmea subcarpatică şi apoi piemontană a Pleşului. În Depresiune s-a format un vast cîmp de divagare, cursul rîului despletindu-se astfel în două ramuri. În aval de Tîrgu Neamţ, rîul curge pe propriul său con de dejecţie. Renumitul con al Ozanei, cu ape freatice abundente, asigură alimentarea parţială a oraşului Iaşi printr-o conductă de peste 100 km lungime.

Afluenţii din stînga ai Moldovei inferioare sînt mici, unii avînd cursurile parazitare chiar în lunca externă, largă, a rîului (Şomuzul, Ciurlacul). Oraşul Roman este alimentat mai ales din apele freatice abundente din lunca Moldovei, iar apele ei sînt evacuate în Siret în condiţii optime. Pe sectorul inferior al rîului precum şi pe afluenţii de pe această porţiune se irigă o suprafaţă de 342 ha, dar este posibilă irigarea de 4 000 ha (1980). Pentru asigurarea debitelor necesare în perioada caldă, se vor face acumulări cu un volum total de circa 40 000 000 m^3 în bazinul Moldovei.

În aval de confluenţa cu Moldova, Siretul primeşte încă o serie de afluenţi din dreapta, dinspre Culmea Runcul Buhuşiului şi Piemontul Dulceştilor, cum este Valea Neagră (curs transversal în partea superioară), un sistem destul de extins ($S = 304$ km^2; $L = 40$ km), format probabil prin captarea la Dulceşti a unui curs, fost afluent al Moldovei, cu numeroase iazuri. Afluenţi mai mici sînt Bărgauniţa ($S = 30$ km^2; $L = 13$ km) şi Turbata sau Crăciuna ($S = 151$ km^2; $L = 34$ km), care în apropierea vărsării sale curge pe o distanţă destul de mare în lunca externă a Siretului (circa 15 km).

În aval, pînă la vărsarea Bistriţei, Siretul primeşte încă o serie de pîraie mici dinspre Podişul Bîrladului, ca V. Ţigăncii ($S = 49$ km^2; $L = 12$ km), Icuşeşti ($S = 37$ km^2; $L = 15$ km), Glodeni ($S = 32$ km^2; $L = 6$ km), Rîpaş ($S = 55$ km^2; $L = 14$ km), Mora ($S = 126$ km^2; $L = 22$ km), Bogdăneşti, V. Morii ($S = 50$ km^2; $L = 12$ km), Ulmul şi Racova. Ele sînt alimentate şi de apele freatice şi captive descendente ale Podişului Moldovei, din care cauză seacă numai în anii secetoşi. Cele mai mari dintre ele pot fi valorificate prin retenţii.

Bistrița ($S = 7\,042$ km^2; $L = 278{,}8$ km). Afluentul cu debitul cel mai mare al Siretului, Bistrița reprezintă în același timp, datorită amenajărilor hidroenergetice, un model de valorificare hidrografică rațională.

Rîul își are izvorul pe versantul nordic al Munților Rodnei, din unirea a două pîraie: Bistricioara ($S = 8$ km^2; $L = 5$ km) și Putreda ($S = 21$ km^2; $L = 7$ km). I. Gh. Donisă (45), după observațiile sale, consideră drept izvor al sistemului atît din punct de vedere geomorfologic, cît și hidrologic, pe Putreda.

În cursul său de aproape 300 km, Bistrița străbate formațiuni geologice foarte variate, care își lasă amprenta, mai ales prin apariția unor bazinete în lungul său, delimitate în partea lor inferioară de chei și îngustări pitorești. Chiar după confluența celor două pîraie, Bistrița întîlnește în calea sa formațiuni de fliș, după care pătrunde din nou în zona șisturilor cristaline ale anticlinoriului central, în defileul de la Șeșuri. De aici, rîul își sapă valea prin depozite sarmațiene pînă în aval de confluența cu Neagra, unde pătrunde în cristalin, pentru ca apoi să traverseze diagonal flișul cretacic pînă în amonte de Bicaz, flișul paleogen pînă la Piatra Neamț, zona miocenului pericarpatic pînă la Buhuși și în fine sarmațianul de platformă pînă la confluență.

În sectorul superior, pînă la confluența cu pîrîul Dornei, rîul poartă denumirea de Bistrița Aurie după unele sedimente de albie, care conțin nisipuri aurifere, și care în trecut au fost exploatate.

Cu privire la cursul superior montan al Bistriței, V. Mihăilescu precizează că valea Bistriței Aurii este adîncită într-un „culoar cu aspect de muncei (800—1 200 m), larg pînă la 10 km". În aval de cheile formate sub Pietrosu, Valea Bistriței se continuă, după V. Mihăilescu, cu o succesiune de cîmpii interioare etajate, despărțite între ele prin defilee sau sectoare de strîmturi. Panta medie pînă la vărsarea Dornei este 16,1 m/km, variind local desigur destul de mult în funcție de alternanța sectoarelor de chei și bazinete de eroziune.

Afluenții Bistriței Aurii au o ușoară asimetrie spre stînga. În zona de izvoare, se găsesc o serie de pîraie, cum sînt Vulcănescu și Șesul din stînga și Bila din dreapta ($S = 22$ km^2; $L = 10$ km). Ultimii confluează în același punct: la intrarea în Defileul cristalin al Șesurilor; rîul Lala ($S = 21$km^2; $L = 10$ km) se varsă în Bistrița Aurie imediat în aval de defileul din dreapta; rîul și-a format aici o vale frumoasă, adîncită, care însă se îngustează din nou după circa 10 km în Defileul Rusăi. Defileul este delimitat atît în amonte cît și în aval de doi afluenți: Rusa în amonte, din dreapta, și Țibăul ($S = 135$ km^2; $L = 24$ km) în aval, din stînga, care este considerat și cel mai mare afluent pe acest sector. Țibăul este dublat de încă un afluent: Cîrlibaba ($S = 111$ km^2; $L = 24$ km), care izvorăște din apropierea Tomnatecului. De aici, în aval, tot bazinul se îngustează, afluenții din partea stîngă dispar aproape cu totul. Dintre afluenții de pe dreapta ai Bistriței Aurii amintim pe: Izvorul Gîndacului, Diaca ($S = 37$ km^2; $L = 10$ km), Humorul, Pîrîul Rece (în aval Defileul Ciocănești) și Ciotina, iar din stînga pe: Valea Stînei ($S = 23$ km^2; $L = 9$ km) și Argestrul ($S = 25$ km^2; $L = 8$ km). Aici, rîul intră în Depresiunea Dornelor, care este o adevărată piață de adunare a apelor.

Primul afluent al Bistriței în depresiune este Dorna ($S = 601$ km^2; $L = 49{,}5$ km), care cu izvoarele sale pătrunde în Bîrgaie și în eruptivul Căli-

manilor pînă la poalele Pietrosului (2 102 m). nÎ Ţara Dornelor — depresiune umplută cu aluviuni fluviatile şi cu mlaştini de turbă (Poiana Ştampei)—se concentrează sistemele de rîuri din ambele părţi ale cursului principal. Din dreapta, se varsă în Dorna, Prislopul venit tot dinspre Pietrosul Călimanului ($S = 27$ km^2; $L = 6$ km), iar Roşia ($S = 18$ km^2; $L = 7$ km); restul Dornişoara ($S = 48$ km^2; $L = 16$ km), Teşniţa şi Teşna ($S = 216$ km^2; $L = 20$ km) dinspre Bîrgaie. Afluentul Teşnei din stînga — Coşna ($S = 101$ km^2; $L = 12$ km), cunoscut şi sub denumirea de Coşniţa sau Bancu, izvorăşte tocmai de pe versantul sudic al vf. Omul din Munţii Rodnei. Următorul afluent al Dornei — din dreapta, Negrişoara, îşi are obîrşia tot în Munţii Călimani ($S = 92$ km; $L = 12$ km), iar Secul şi Roşul izvorăsc din depresiune.

Partea estică a Ţării Dornelor este drenată de un alt sistem, izvorît de sub vîrful Pietrosului Călimanilor, de Neagra Şarului ($S = 311$ km^2; $L = 35$ km). Rîul se varsă în Bistriţa la Dorna, în aval de Vatra Dornei, completînd seria afluenţilor din această piaţă a apelor. Dintre afluenţii săi, Tarniţa ($S = 20$ km^2, $L = 6$ km) soseşte tot dinspre Călimani, iar Călimănelul ($S = 73$ km^2; $L = 12$ km) dinspre Pasul Păltinişului.

În Depresiunea de la Vatra Dornei, înainte de a fi închisă prin defileul de la Zugreni, Bistriţa mai primeşte aportul cîtorva pîraie, ca: Ortoaia şi Osoi din dreapta şi Ruşca din stînga. În avale de Vatra Dornei, Valea Bistriţei este săpată în şisturi epimetamorfice moi care au favorizat lărgirea puternică a văii. În aval de Neagra Şarului, Valea Bistriţei devine transversală. Ca şi în amonte (între confluenţa Ţibăului şi Ciocăneşti), pe malul stîng al rîului, apar o serie de intercalaţii calcaroase cristaline, formînd culmi abrupte şi izolate, cum sînt frumoasele „bîtci" de la Georgicani sau cele din dealurile Corhan şi vf. Spaimei (malul drept).

Cheile de la Zugreni au fost săpate în roci dure (amfibolite, paragneisuri, calcare cristaline, gneisuri porfiroide de Pietrosu, după M. Savul). Cheile sălbatice ale Bistriţei coincid cu prezenţa unui anticlinal, în axul căruia se găseşte dyck-ul porfiroid, în dreptul căruia defileul atinge lăţimea cea mai mică.

Lărgirea văii, în avale, se datoreşte poziţiei cursului Bistriţei pe flancul estic al anticlinalului amintit, din care cauză afluenţii mici ca dimensiuni, se organizează numai pe partea stîngă (Colbu, Chiril). De aici, în aval, apar cataractele din defileul Toancelor, tăiat în creasta Aluniş-Scăricica, cu o structură de roci dure mezometamorfice. La intrarea în defileu, la Crucea, Bistriţa primeşte încă două pîraie: Crucea din stînga şi Bîrnărelul ($S = 39$ km^2; $L = 12$ km) din dreapta.

În aval de Toance, Bistriţa se linişteşte parţial, iar valea sa se lărgeşte pînă la ieşirea din zona cristalino-mezozoică, în apropiere de Cotîrgaşi. Pe acest sector se varsă în rîu cîteva pîraie din stînga, cum sînt: Holda, Holdiţa şi Cotîrgaşi ($S = 38$ km^2; $L = 9$ km), iar din dreapta Bărnaru ($S = 93$ km^2; $L = 19$ km), Caboa sau Găboaia şi Neagra ($S = 345$ km^2; $L = 42$ km) cu afluentul său dinspre Pasul Păltiniş-Negrişoara ($S = 108$ km^2 $L = 18$ km), pe care se mai practică plutăritul prin haituri.

În zona flişului cretacic, în rîu, se varsă cîteva pîraie dinspre ambele maluri, cum sînt: Pietroasa, Sabasa ($S = 84$ km^2; $L = 22$ km) şi Fărcaşa ($S = 54$ km^2; $L = 12$ km) din stînga şi Borca ($S = 74$ km^2; $L = 18$ km) şi Stejaru din dreapta. În aval, în flişul cretacic-paleogen, duritatea roci-

lor variază foarte mult, iar eroziunea selectivă a dus la lărgirea văii, sector în care s-a construit lacul de acumulare cu barajul la Izvorul Muntelui.

Lacul de acumulare Izvorul Muntelui are lungime, suprafaţă şi volum variabil în funcţie de nivelul apei din diferitele perioade ale anului. Barajul de la Izvorul Muntelui are înălţimea de 127 m, iar lungimea coronamentului atinge 430 m. Lucrarea a fost terminată în 1961, însă acumularea a început din anul 1960. Bazinul de recepţie al lacului este de 4 025 km². La apele mari coada lacului ajunge dincolo de Poiana Teiului spre amonte. Datele caracteristice ale lacului sînt prezentate în tabelul 128.

TABELUL 128

Datele morfometrice şi topografice ale lacului de acumulare de la Izvorul Muntelui (după V. Ciaglic)

Elemente caracteristice	Max.	Min.	Dif.
Suprafaţa lacului (ha)	2950	1640	1310
Volumul lacului (mil. m³)	1035	350,5	648,5
Lungimea lacului (km)	21,48	19,10	2,38
Lungimea perimetrului (km)	70,8	54,6	16,2
Lăţimea maximă (km)	1,85	1,48	0,37
Adîncimea maximă (m)	85,0	59,7	25,3
Adîncimea medie (m)	37,1	21,4	15,7
Cota absolută a nivelului lacului (m)	512,0	486,7	25,3

Hidrocentrala de la Stejaru, cu o putere instalată de 210 MW, lucrează cu un debit de vîrf de 180 m³/s, în condiţiile unui debit mediu al Bistriţei de 40 m³/s. Prin suprasolicitarea rezervelor de apă din lac, nivelurile lui au o amplitudine mare, în profil multianual atingînd 25,3 m. Este cel mai mare lac de acumulare din ţara noastră, iar împrejurimile deosebit de pitoreşti atrag un mare număr de turişti.

Rîurile care se varsă în lac au dimensiuni mai mici în partea nordică, ca: Bolătăul sau Largu ($S = 60$ km²; $L = 12$ km), Buba, P. Rotarului, Hangu ($S = 64$ km²; $L = 9$ km), Buhalniţa ($S = 16$ km²; $L = 6$ km) şi Potocilor ($S = 10$ km²; $L = 5$ km). Din sud, se varsă în lac cel mai mare afluent al Bistriţei, Bistricioara, pîrîul Schitu ($S = 43$ km²; $L = 12$ km), Răpciuni, Tiflicul ($S = 12$ km²; $L = 7$ km), Izvorul Alb ($S = 22$ km²; $L = 10$ km) şi Secul.

Bistricioara ($S = 779$ km²; $L = 68,5$ km) îşi are obîrşia la înălţimea de 1 350 m pe versantul estic al Munţilor Călimani, în nordul vîrfului Măgura (1050 m). În condiţiile unei tectonici complicate, traversează Depresiunea Bilborului, aflată la contactul zonei eruptive cu formaţiunile cristalino-mezozoice. Fundul depresiunii este umplut cu sedimente lacustre pliocene; aici sînt cunoscute 15 izvoare minerale carbo-gazoase, feruginoase, bicarbonatate, calcice atermale. Pe parcurs, Bistricioara primeşte o serie de afluenţi mai mici, ca Borcutul, Şeştinii, Răchitişul Mare, Muncelul, Seaca ($S = 40$ km²; $L = 10$ km), Cupele şi din dreapta Valea Vinului ($S = 59$ km²; $L = 14$ km), care drenează depresiunea Borsecului. Fundul depresiunii este umplut cu depozite fluvio-lacustre de vîrstă daciană

(elemente dominant eruptive), cu turbării şi nămol. În staţiune se cunosc circa 30 de izvoare carbo-gazoase cu un debit zilnic total de circa 300 000 l. Mineralizarea lor variază în jur de 4—7 g/l cu dominarea sărurilor de bicarbonaţi, calciu, sodiu, magneziu. Apele izvoarelor se şi îmbuteliază, avînd mare căutare atît în ţara noastră, cît şi în străinătate.

În aval de Valea Vinului, Bistricioara primeşte o serie de afluenţi mai mari din dreapta, cum sînt: Corbu ($S = 46$ km^2; $L = 14$ km), Asodul, Putna ($S = 173$ km^2; $L = 21$ km) cu Rezu Mare ($S = 48$ km^2; $L = 14$ km) şi în fine, Pinticul ($S = 28$ km^2; $L = 8$ km). Afluenţii din stînga sînt mai puţin însemnaţi: Barasăul ($S = 33$ km^2; $L = 9$ km), Prisăcani, Brad, Grinţieş ($S = 52$ km^2; $L = 13$ km) şi Grinţieşul Mic.

În aval de lacul Izvorul Muntelui, în lungul Bistriţei, s-au schimbat toate condiţiile naturale preexistente pentru formarea cursului său. Firicelul mic de apă care se formează din izvoarele din jurul barajului lacului Izvorului Muntelui pare să prezinte o nouă obîrşie a Bistriţei, situaţie care se menţine pînă la Pîngăraţi, unde revin debitele de apă ale rîului dinspre hidrocentrală, în aval de mica strîmtură de la Straja. Pînă la Straja Bistriţa mai primeşte încă trei afluenţi de seamă din dreapta: Izvorul Muntelui, Bicazul şi Tarcăul.

Izvorul Muntelui ($S = 38$ km^2; $L = 11$ km) îşi are obîrşia din masivul calcaros al Ceahlăului (1 904 m), important nod hidrografic, din care între altele izvorăsc şi restul pîraielor ce se varsă din sud în lac.

Bicazul ($S = 562$ km^2; $L = 42$ km) izvorăşte din Lacul Roşu, lac de vale, format în urma prăbuşirii materialelor de versanţi de sub Piatra Ghilcoşului (1 384 m) spre poalele Suhardului (1 589 m), care-i formează barajul natural. Remuul lacului s-a extins pe vremuri pe trei afluenţi ai Bicazului, Hăghimaşul sau V. Oilor ($S = 15$ km; $L = 6$ km), pîrîul Licaş ($S = 18$ km^2; $L = 5$ km) şi valea Suhardului ($S = 3{,}6$ km^2; $L = 2{,}2$ km), primind astfel forma tipică de „L". În decursul celor 130 de ani însă lacul s-a colmatat în partea din amunte, iar Licaşul în prezent este afluentul Oilor, care are astfel o suprafaţă bazinală de 35 km şi o lungime de 7 km. Valea Oilor îşi are obîrşia sub masivul calcaros al Hăghimaşului (1 793 m).

În avale de pitorescul lac, Bicazul a creat cele mai impunătoare chei din ţara noastră, modelate în calcare triasic-juarsice.

Afluenţii mai importanţi ai Bicazului în zona cheilor sînt: Cupaşul, Lapoşul şi Şugăul din stînga şi Bicăjelul ($S = 80$ km^2; $L = 20$ km) din dreapta. În aval de chei, la Bicazul Ardelean, Bicazul primeşte încă doi afluenţi cu obîrşia pe versantul sudic al Ceahlăului: Jidanul ($S = 93$ km^2; $L = 15$ km) cu Bistra ($S = 39$ km^2; $L = 11$ km) şi Neagra. Din dreapta, vine Dămucul ($S = 150$ km^2; $L = 21$ km) şi Secul. În apropierea confluenţei Bicazului cu Bistriţa, acesta primeşte apele reziduale ale Fabricii de ciment Bicaz, care-i măresc turbiditatea.

Tarcăul ($S = 394$ km^2; $L = 32$ km) este unul dintre afluenţii Bistriţei din Carpaţii Orientali cu o vale longitudinală tipică şi un sistem aproape dendritic în flişul eocen. Îşi are originea la circa 1 400 m altitudine, de sub vf. Grinduşul (1 662 m), punctul cel mai înalt al crestei longitudinale cu aceeaşi denumire, ce însoţeşte culoarul Asău-Tarcău ocupat de rîu. În dreapta culoarului se întind Munţii Geamănei (1 440 m), cu aceeaşi structură ca şi Grinduşul.

Dintre afluenţii veniţi dinspre creasta Grindușului (din stînga) se evidenţiază văile transversale ale Tărcuţei ($S = 39$ km²; $L = 11$ km), Bolovănișul ($S = 32$ km²; $L = 11$ km), Brateșul ($S = 73$ km²; $L = 17$ km) şi Aţa ($S = 67$ km²; $L = 17$ km). Acelaşi caracter de vale transversală îl au şi afluenţii din dreapta, care însă au dimensiuni mult mai mici şi cu bazine sub 20 km² (Răchitiş, Dumitru, Cichivei, Paşcu). Panta Tarcăului este mare în zona de izvoare (50 m/km), scăzînd pînă la 3—10 m/km în culoar. Panta medie de 34 m/km îi asigură un aspect de rîu tipic de munte, cu vale destul de largă, dar cu viteze mari.

În aval de confluenţa cu Tarcăul, Bistriţa trece prin îngustarea de la Straja. În avale, în trecut, Bistriţa şi-a format o zonă puternică aluvionară pînă la Piatra Neamţ. În bazinetul de eroziune Stejaru — Piatra Neamţ se află hidrocentrala V.I. Lenin, cu o putere instalată de 210 MW, lacul de acumulare de la Pîngăraţi terminat în 1964, cu un volum de 6 000 000m³ şi hidrocentrala ce-i aparţine (22,4 MW), lacul de acumulare de la Vaduri terminat în 1966, cu un volum de 4 800 000 m³ şi cu hidrocentrala de la Vaduri (44 MW) şi lacul de acumulare de la Piatra Neamţ, cu un volum de 10 000 000 m³, dat în funcţiune, împreună cu hidrocentrala sa, în 1964.

În depresiune, Bistriţa primeşte cîteva pîraie mici, cum sînt din partea stîngă Pîngăraţiul ($S = 18$ km²; $L = 8$ km), Pîngărăciorul ($S = 38$ km²; $L = 11$ km) şi Cuejdiul ($S = 100$ km²; $L = 26$ km), iar din dreapta, dinspre Munţii Geamănei, Oanţul ($S = 39$ km²; $L = 13$ km), Secu Vaduri ($S = 25$ km²; $L = 10$ km), Agîrcia şi Doamna ($S = 23$ km²; $L = 8$ km). În aval de aceştia, între Cozla (650 m) şi Pietricica (525 m) din stînga şi Cernagura (852 m) din dreapta văii s-a format mica strîmtură de la Piatra Neamţ. Căderea de pe acest sector şi din aval este valorificată de hidrocentrala de la Roznov, respectiv U.H.E. Roznov I, construită în 1962 (14 MW) şi Roznov II, înfiinţată în 1963 (14 MW). Albia sa cu puternice divagări pe acest sector şi din aval este pusă în afara utilizărilor hidraulice, Bistriţa curgînd în canalele sale de derivaţie. Pe linia lor se înşiră ca nişte mărgele U.H.E.-Zăneşti din 1964 (14 MW), Costişa din 1965 (14 MW) şi Buhuşi din 1965 (11,6 MW). Acestea din urmă nu au lacuri proprii de acumulare. În aval însă, pînă la poarta de la Iteşti (1,75 km lăţime) şi în depresiunea intracolinară a Siretului (după I. Şandru) apar încă patru hidrocentrale, cu lacuri de acumulare, după cum urmează: lacul de la Racova (11 mil. m³) şi U.H.E.-Racova, terminată în 1965 (23,6 MW); lacul Gîrleni (6 mil. m³) şi uzina sa, dată în funcţiune în 1965 (23,6 MW); lacul Bacău I (9,3 mil. m³) şi uzina (23,6 MW) şi lacul Bacău II (5,0 mil. m³), cu uzina sa (31,0 MW), ambele puse în funcţiune în 1966. Cele 12 hidrocentrale din avale de U.H.E.-V.I. Lenin totalizează o putere de circa 250 MW şi au o producţie de energie electrică de circa 850 000 000 kWh în anul hidrologic mediu. Dacă se mai adaugă la aceasta şi producţia hidrocentralei V.I. Lenin, obţinem o producţie totală pe Bistriţa de 1 340 mil. kWh pe an.

În aval de Piatra Neamţ, în zona de maximă divagare a Bistriţei, rîul primeşte încă o serie de afluenţi, dintre care unii sînt destul de importanţi. Din dreapta, dinspre Geamăna, sînt: Valea Calului ($S = 67$ km²; $L = 19$ km), Iapa ($S = 78$ km²; $L = 22$ km), Mesteacăn ($S = 24$ km²; $L = 9$ km), Nechitul ($S = 84$ km²; $L = 24$ km); cu Nechizel, Poloboc-Dragova ($S = 119$ km²; $L = 21$ km), care în aval de Buhuşi s-a instalat într-un

vechi curs de luncă externă a Bistriței, Buda, Trebiș ($S = 107$ km²; $L =$ $=22$ km) și Negelul ($S = 34$ km²; $L = 13$ km).

Șirul afluenților din stînga, în aval de Piatra Neamț, începe cu *Cracăul* ($S = 400$ km²; $L = 59{,}5$ km) izvorît din Culmea Stînișoarei (fliș paleogen), dar care traversează într-o bună parte a cursului său zona subcarpatică (burdigalian, helvețian). Este un curs submontan, cu afluenți dezvoltați mai ales din dreapta, cum sînt Sasul ($S = 27$ km²; $L = 6$ km), Cracău Negru ($S = 28$ km²; $L = 8$ km), Almașul ($S = 98$ km²; $L = 20$ km), Ciocoița și Badga. Din stînga se pot aminti Burloaia, Zahorna și Bahna ($S = 21$ km²; $L = 9$ km).

În aval de Cracău, Bistrița primește încă o serie de afluenți de podiș, cu scurgere săracă, cum sînt Cîlnești sau Bahnița ($S = 153$ km²; $L = 22$ km), Dornești, Români ($S = 88$ km²; $L = 23$ km), Lețcana, Racova, V. Rea.

În bazinul inferior al Bistriței și pe afluenții săi mai importanți (mai ales Cracău) se irigă terenuri agricole pe o suprafață de 1134 ha, ceea ce înseamnă o pierdere medie ireversibilă de circa 110 l/s (în perioada de irigație).

Dintre rezervele specifice de apă cu valoare economică se amintesc mai ales apele minerale cloruro-sodice din zona neogenă și cele carbo-gazoase, care apar pe lîngă Borsec și Bilbor în compoziții minerale foarte variate și la Vatra Dornei, Iacobeni, Dorna Cîndreni, Șarul Dornei, Coșna, Broșteni etc.

În aval de primirea Bistriței, debitul Siretului crește considerabil, devenind unul dintre rîurile cele mai mari din țara noastră. Albia sa minoră continuă să prezinte urmele unor aluvionări puternice, despletiri, insule, iar în albia majoră sînt importante rezerve de ape freatice. Pînă la confluența cu Trotușul, Siretul continuă să primească numeroase pîraie mici atît din direcția Podișului Bîrladului, cît și din direcția culmei și piemontului Bienei și Platformei Bobeica.

Afluenții din dreapta, de pe acest sector, sînt Bahna ($S = 71$ km²; $L =$ $=13$ km), Valea Mare ($S = 21$ km²; $L = 11$ km), Cleja ($S = 37$ km²; $L =$ $=13$ km), Răcăciuni sau Mocan ($S = 85$ km²; $L = 20$ km), Drăgușeni ($S =$ $=59$ km²; $L = 10$ km), Scurta ($S = 61$ km²; $L = 15$ km), Bolohan, Fîntînelor ($S = 43$ km²; $L = 13$ km) și Conțești ($S = 39$ km²; $L = 12$ km).

Afluenții din stînga, dinspre Podișul Bîrladului, au în general dimensiuni mai mari, dar cu scurgere scăzută, cum sînt pîrîul Tamași, Răcătăul ($S = 183$ km²; $L = 29$ km), Soci ($S = 53$ km²; $L = 17$ km), Fulgeriș ($S = 28$ km²; $L = 12$ km), Rogoaza ($S = 24$ km²; $L = 7$ km) și Polocin ($S = 105$ km²; $L = 23$ km).

Trotușul ($S = 4\,349$ km²; $L = 149{,}2$ km). Rîu tipic al zonei de fliș a Carpaților Orientali, Trotușul taie transversal formațiunile flișoide. Afluenții săi urmează în bună parte aceeași cale, însă unii se adaptează și la tectonica longitudinală. Chiar și Trotușul, în zona sa de obîrșie din Munții Trotușului (izvorît la altitudinea de 1 360 m) urmează direcția sud-nord pe linia cutelor carpatice dominante și abia la Ghimeș-Făget se întoarce spre sud-est și își începe prin aceasta traversarea structurilor în sens transversal. În amunte de strîmtura de la Ghimeș, Trotușul primește cîțiva afluenți

mai mici, organizați dendritic, cum sînt: Comiatul, Ugra ($S = 21$ km²; $L = 9$ km) și Boroșul din dreapta, și Gîrbea și Valea Întunecată din stînga. Tot din această direcție primește și pe Valea Rece ($S = 124$ km²; $L = 21$ km), care urmărește liniile structurale longitudinale din nord pînă la vărsare. Pînă la Ghimeș-Făget, Trotușul are pante longitudinale accentuate (media 33 m/km). Spre aval, în Depresiunea Agășului, primește afluenți mai ales longitudinali, cum sînt Bolovănișul ($S = 28$ km²; $L = 8$ km), Tărhăușul ($S = 41$ km²; $L = 12$ km) și Sanțu din stînga și Aldămașul și Ciugheșul ($S = 46$ km²; $L = 13$ km) din dreapta. Spre Depresiunea Agășului se îndreaptă Camînca ($S = 79$ km²; $L = 20$ km), Șugura și Agășul din stînga și Cotumba, Sulța ($S = 118$ km²; $L = 23$ km) și Ciobănușul ($S = 135$ km²; $L = 35$ km) din dreapta, ultimul vărsîndu-se în Trotuș în sectorul de strîmtură între Goioasa-Asău.

În avale, afluenții din stînga sînt adaptați la tectonica longitudinală a Carpaților, iar cei din dreapta îi taie perpendicular sau diagonal. Primul afluent mai mare din stînga, în Depresiunea Dărmănești, este Asăul ($S = 200$ km²; $L = 37$ km), care se dezvoltă în flișul eocen, în culoarul tectonoeroziv Tarcău-Asău. El este urmat de o serie de afluenți mai mici, ca Plopu, Runcu, Nicoliță și Vîlcele. În cadrul acestei piețe de apă sînt colectate de Trotuș din dreapta o serie de rîuri importante, transversale, cum sînt: Uzul ($S = 443$ km²; $L = 45$ km), Dofteana ($S = 110$ km²; $L = 20$ km) și Slănicul ($S = 126$ km²; $L = 28$ km).

Dintre acestea, *Uzul* are un bazin mai evoluat, cu o evidentă asimetrie spre dreapta, spre masivele Șandru Mare (1 645 m) și Nemira (1 653 m) care formează un nod hidrografic de seamă a regiunii. Între acești afluenți se menționează Bașca, Roșu ($S = 155$ km²; $L = 20$ km), Izvorul Alb, Groza și Izvorul Negru ($S = 36$ km²; $L = 15$ km). Afluenții din stînga, veniți dinspre creasta de cumpănă cu Ciobănașul (Masivul Cărunta), ca: Egherseg, Oregul, Copuria și Cîmpul sînt mici ca dimensiuni, dar cu căderi mari. La Poiana Uzului, pe rîul Uz, se termină în prezent construirea barajului lacului de acumulare „Brazi" (90 mil. m³), din care pornește o galerie de aducțiune de apă de 22 km lungime pentru alimentarea orașului Comănești.

Depresiunea Dărmăneștilor este considerată ca o depresiune intracarpatică, în care însă tectonica sării dă naștere la izvoare sărate, cum sînt izvoarele de la Tîrgu Ocna, cunoscute și descrise împreună cu exploatările de sare de aici încă de Dimitrie Cantemir. Pe Valea Slănicului se află cele peste 25 de izvoare cu ape minerale cloruro-sodice, bicarbonatate, și, ceea ce e interesant — carbo-gazoase, fapt ce ne indică răspîndirea pînă aici a ariei mofetice a zonei vulcanice. Stațiunea balneară cea mai cunoscută de pe aceste meleaguri este Slănicul Moldovei.

În aval de Tg.Ocna, după ce rîul traversează flișul paleogen al culmii Berzunțului, pătrunde în depresiunea subcarpatică a Cașinului-Tazlău, în care s-au instalat în sens opus aceste două cursuri longitudinale. Oituzul, Cașinul și Tazlăul sînt colectați de Trotuș în dreptul orașului Gh.Gheorghiu-Dej.

Oituzul ($S = 332$ km²; $L = 59{,}5$ km) își are obîrșia în apropierea Pasului Oituz, de la 875 m altitudine. În cursul superior, valea este săpată în flișul paleogen, iar în cel inferior în sedimente neogene (miocen inferior). În aval de Poiana Sărată, în valea Oituzului, apar atît izvoare sărate, cît

și dulci, cu conținut de gaz metan și cu gust de hidrocarburi. Singurul afluent mai de seamă al rîului este Leșunțul Mare ($S = 49$ km²; $L = 12$ km.)

Cașinul ($S = 307$ km²; $L = 45{,}5$ km) izvorăște tot din zona flișului paleogen, însă în aval de Scutaru, pătrunde deja în depresiunea subcarpatică a Cașinului-Tazlău, care la rîndul ei se continuă cu Depresiunea Soveja, aflată la sud. Are afluenți mici și bazine cu formă alungită. Dintre afluenți, se pot aminti Zboina, Bucieșul ($S = 28$ km²; $L = 8$ km), Marmora, Haloșul Mic, Haloșul Mare ($S = 24$ km²; $L = 10$ km), Curița ($S = 34$ km²; $L = 18$ km) și Buciumi ($S = 20$ km²; $L = 7$ km).

Tazlăul ($S = 1\,093$ km²; $L = 85{,}3$ km) este afluentul cu cele mai mari extensiuni morfometrice, dar cu un debit redus. Sistemul său s-a adaptat în întregime depresiunii subcarpatice a Tazlăului, delimitată în est de Pietricica Bacăului — Culmea Bienei, iar în vest de Munceii Geamănului și Culmea Brezunțului. Mai ales la marginea vestică a depresiunii sînt frecvente ivirile la suprafață a masivelor de sare, ape de zăcămînt și chiar a hidrocarburilor (Tazlăul Sărat, Moinești, Solonț etc.), prezente și în compoziția chimică a apei din rîul principal. Rîul izvorăște din Munții Geamănu, în apropierea izvoarelor Asăului, de la altitudinea de 1 120 m. Pînă la Ludaș are pante medii de 25 m/km, însă mai în aval acestea scad la 3,4 m/km pînă la vărsare. Bazinul este dezvoltat mai ales spre munți, spre dreapta, unde seria de afluenți a construit un piemont etajat destul de larg, care căptușește zona de contact a fundului depresiunii cu munceii. În lunca rîului care ajunge la extensiuni de peste 1 km lățime s-a construit lacul de acumulare Belciu, cu un baraj înalt de 12 m și un volum de 12 mil. m³, care deservește centrul industrial Gh.Gheorghiu-Dej.

Dintre afluenții din stînga se pot evidenția: Valea Boului ($S = 24$ km²; $L = 9$ km), Nadișa ($S = 27$ km²; $L = 10$ km), Răchitișul ($S = 5$ km²; $L = 16$ km), Orășa ($S = 32$ km²; $L = 10$ km), Valea Rea, Helegiu ($S = 27$ km²; $L = 9$ km), Văerenii și Belcii, iar dintre cei din dreapta Negrul, Geamăna ($S = 23$ km²; $L = 10$ km), Șoimi ($S = 29$ km²; $L = 8$ km), Frumoasa, Schitu ($S = 62$ km²; $L = 11$ km); Cucueți ($S = 28$ km²; $L = 13$ km), Solonț ($S = 39$ km²; $L = 14$ km), Tazlăul Sărat ($S = 211$ km²; $L = 42$ km), Cernu ($S = 63$ km²; $L = 16$ km), Strîmba, Moreni ($S = 52$ km²; $L = 12$ km), V. Lupului ($S = 22$ km²; $L = 9$ km) și Bîrsănești ($S = 22$ km²; $L = 12$ km). Astfel, cursul principal se poate clasa între rîurile colectoare submontane.

Trotușul, în aval de orașul Gh. Gheorghiu-Dej primește un singur afluent din stînga, pe Pîrîul Mare ($S = 36$ km²; $L = 9$ km), restul provin din dreapta, dinspre masivul Oușorul și Piemontul Zăbrăuților. Între aceștia se încadrează: Găureana, Gutinaș, Bogdana ($S = 24$ km²; $L = 13$ km), Căiuți ($S = 28$ km²; $L = 13$ km), Popeni ($S = 66$ km²; $L = 20$ km), Bîlca ($S = 49$ km²; $L = 13$ km) și Domoșița ($S = 59$ km²; $L = 19$ km). În cursul său inferior, în aval de Pătrășcani, și Trotușul are o albie cu mobilitate ridicată, cu numeroase despletiri, ceea ce ne indică o activitate însemnată de aluvionare. Apele freatice din lunca sa sînt potabile și se folosesc pentru alimentări. Suprafața irigată în bazinul Trotuș se ridică la 395 ha (187).

Siretul, în aval de Trotuș, nu mai primește afluenți de seamă dinspre Podișul Moldovei pînă la confluența cu Bîrladul. În schimb, rețeaua flu-

viatilă are o densitate destul de mare din dreapta. Pîraiele de aici traversează formaţiunile piemontane levantine constituite mai ales din pietriş villafranchian slab cimentat, care la sud de Trotuş se dezvoltă tot mai larg. Aceste formaţiuni sînt puternic permeabile, fiind acoperite de un strat loessoid gros, care pe interfluvii îngreunează infiltrarea apelor meteorice. Pînă la confluenţa cu Bîrladul, Siretul primeşte o serie de afluenţi dintre care amintim: Valea Boului ($S = 40$ km²; $L = 12$ km), Carecna ($S = 79$ km²; $L = 26$ km), Zăbrăuţi ($S = 119$ km; $L = 41$ km) şi Suşiţa ($S = 410$ km²; $L = 68$ km) care prin eroziune regresivă pătrunde pînă în zona subcarpatică în Depresiunea Soveja şi Depresiunea subcarpatică externă a Vizantei, cu tectonică saliferă (aici apar şapte izvoare de ape minerale sulfuroase, clorurosodice, bicarbonatate calcice, magneziene cu mineralizare totală în jur de 1,6 — 3,8 g/l). Rîul are spre stînga un sistem format din pîraie mici, ca Dragomira, Chiua, Dumicuşu, Cremeneţ ($S = 52$ km²; $L = 13$ km), Alba sau Limpejoara ($S = 27$ km²; $L = 11$ km), Repejoara ($S = 20$ km²; $L = 11$ km), Aluna ($S = 21$ km²; $L = 10$ km).

În aval de Şuşiţa începe deja zona de divagare a Putnei, care se varsă în Siret în aval de primirea Bîrladului. Pe conul Putnei s-au individualizat însă două pîraie, cursuri părăsite, care se varsă direct în Siret: Gîrla Morilor ($S = 36$ km²; $L = 22$ km) şi Putna Seacă ($S = 22$ km²; $L = 13$ km). Ele sînt în prezent transformate în canale de irigaţii, alimentate din Putna (v.fig. 141).

Siretul pătrunde în cîmpia sa inferioară, inundată parţial în 1970, în avale de Ciorani, la vărsarea Carecnăi, unde suferă o ruptură de pantă pînă la vărsarea Putnei. Pe acest sector, Siretul produce puternice aluvionări şi se despleteşte în numeroase braţe secundare. Lunca sa inundabilă depăşeşte 2,5 — 3 km.

Bîrladul ($S = 7\,354$ km²; $L = 246{,}9$ km) este afluentul cu suprafaţa bazinală şi lungimea cea mai mare din bazinul Siretului. Aceasta însă nu înseamnă că şi aportul în ape are aceeaşi pondere. Fiind un rîu tipic de silvostepă are scurgerea foarte redusă, iar debitul său la vărsare abia atinge 7 m³/s.

Îşi culege afluenţii din „Pieptul Moldovei" după metafora folosită de D. Cantemir, adică din Podişul Bîrladului.

Relieful bazinului Bîrladului este modelat de propriul sistem în depozite sarmaţiene şi pliocene cu înclinaţie generală sudică, din care cauză la nord şi sud de culoarul Bîrladului superior s-a dezvoltat o reţea consecventă cu direcţie de deplasare spre sud. Prin urmare, Bîrladul pînă în aval de confluenţa cu Rebricea şi în aval de oraşul Bîrlad are caracter subsecvent.

Bîrladul îşi are obîrşia la altitudinea de 370 m în apropierea Curmăturii de la Valea Ursului (şa spre Siret). În cursul superior, subsecvent, are o pantă medie de circa 3 m/km, dar în aval, pînă la vărsare, ea scade ajungînd la valori medii de 0,5 m/km.

În cursul superior al Bîrladului există o asimetrie accentuată a sistemului spre stînga, datorită cuestei înalte a Platformei Tutovei, respectiv a Stogului de Pămînt care limitează evoluţia afluenţilor mai mari. Singurele cursuri mici de apă care vin dinspre Platforma Tutovei sînt Purişca şi Poiana Lungă. Afluenţii din stînga prezintă tendinţă de creştere

spre aval, cum sînt: Bozienii ($S = 37$ km²; $L = 16$ km), Fundătura sau Baisca ($S = 75$ km²; $L = 20$ km) cu Rîşul ($S = 31$ km²; $L = 12$ km), Dagîţa sau Garboveta ($S = 119$ km²; $L = 23$ km) cu Mănăstirea ($S = 40$ km²; $L = 11$ km), Hăuşei, Găureni, Sacovăţul ($S = 322$ km²; $L = 25{,}5$ km) cu Veja sau Cornişul ($S = 44$ km²; $L = 18$ km) Călina ($S = 22$ km²; $L = 11$ km) şi Grindul. Pe un mic afluent din stînga al Sacovăţului, Zoii, se află un mic lac, iazul Mucului. La Negreşti pe Bîrlad a fost construit în 1960 un iaz de 36 ha. Tot aici se varsă în Bîrlad şi Velna ($S = 38$ km²; $L = 13$ km), pe care se află un mic iaz cu o vechime mai mare. Seria afluenţilor Bîrladului superior se încheie cu Durducul (sau Stavnic, $S = 214$ km²; $L = 39$ km) şi Rebricea ($S = 156$ km²; $L = 26$ km), cu Bolaţi sau Drăxeni ($S = 34$ km²; $L = 13$ km). În aval, Bîrladul pătrunde în Depresiunea Vasluiului unde i se reduce simţitor panta longitudinală şi creşte gradul de meandrare. Cursul său se îndreaptă spre sud-est, ca o adevărată continuare (ca direcţie) a văii Rebricei, deci devine şi el consecvent. Primeşte şi cîţiva afluenţi mai mici, cum sînt Unceşti, Telejna ($S = 36$ km²; $L = 17$ km) şi Delea, din stînga, şi Buda ($S = 154$ km²; $L = 30$ km) cu Negrea şi Fîştica ($S = 30$ km²; $L = 10$ km) din dreapta. Depresiunea largă a Vasluiului a condiţionat formarea unei pieţe de adunare a apelor, în cadrul căreia Bîrladul primeşte doi dintre afluenţii săi mai mari, şi anume pe Vaslui, sosit dinspre Dealul Repede, şi Racova, dinspre Stogul de Pămînt.

Vasluiul ($S = 641$ km²; $L = 63{,}8$ km) are, de asemenea, un curs subsecvent şi bazin asimetric spre centrul Podişului Bîrladului superior, spre dreapta, ceea ce se observă şi la alţi afluenţi din această zonă (de exemplu Crasna). Asimetria se datoreşte în primul rînd scăderii altitudinilor podişului spre Prut. Din stînga primeşte numai doi afluenţi mai mici, pe Ciorteşti şi Racul ($S = 40$ km²; $L = 11$ km). Dintre afluenţii din dreapta, primele patru cursuri îşi au originea în podişul înalt structural al Repedei. Acestea sînt Cărbunăria, Tabăra sau Vîlcele ($S = 24$ km²; $L = 9$ km), Pocreaca şi Dobrovăţul ($S = 181$ km²; $L = 27$ km), cu Rediul sau Prisaca ($S = 85$ km²; $L = 20$ km). Restul afluenţilor, cum sînt Fereştii ($S = 71$ km²; $L = 20$ km) şi V. Muntenilor, îşi colectează apele de pe clina sudică a Platformei. Vasluiul, în cursul său superior, are pante de 4—8 m/km, însă în incinta depresiunii se produce o bruscă scădere a pantelor pînă aproape de 0,3 m/km. În apropierea oraşului Vaslui, din cauza aluvionărilor, albia minoră a acestui rîu destul de important aproape că dispare. Rîul seacă, însă în timpul viiturilor mai mari produce inundaţii. La aceasta a contribuit şi desfiinţarea iazurilor (în jur de 22 vetre desecate în prezent), care au avut un rol important de regularizare. În ultimul deceniu a început reamenajarea lor.

Racova ($S = 338$ km²; $L = 53$ km) are un curs tipic subsecvent paralel, în linii mari, cu Bîrladul superior. Valea sa este adaptată la contactul de natură stratigrafică şi tectonică de scufundare a depozitelor sarmaţiene sub stiva groasă de depozite pliocene. Prin urmare, rîul are un sistem asimetric dezvoltat spre nord, deoarece în partea sudică valea sa este delimitată de muchia coastei Racova—Huşi. Dintre afluenţii din stînga, se evidenţiază Gîrceneanca ($S = 36$ km²; $L = 10$ km), Spia sau Valea Mare, Toporăştii, Coşeşti şi Hîrşova ($S = 28$ km²; $L = 10$ km). La Poeneşti există un mic iaz cu o suprafaţă de 1 ha.

În aval de Racova, valea Bîrladului mai primeşte doi afluenţi, pe Chiţocul ($S = 54$ km²; $L = 12$ km) dinspre Platforma Tutovei, cu un iaz de 11 ha la Chiţoc şi pe Crasna ($S = 564$ km²; $L = 63{,}8$ km), cu Lohanul ($S = 110$ km²; $L = 33$ km) dinspre capătul estic al Podişului Tanza—Moşna. Crasna cu excepţia Hruşcăi ($S = 28$ km²; $L = 14$ km) şi Lohanului nu mai are afluenţi de seamă din stînga, în timp ce dinspre dreapta primeşte pe Cetăţuia, Găneştiul, Blăgeşti ($S = 44$ km²; $L = 13$ km) cu iazul Gugeşti (15 ha), Bălţaţi ($S = 27$ km²; $L = 13$ km) şi Burghina ($S = 62$ km²; $L = 18$ km).

În aval începe abaterea Bîrladului spre sud-vest, spre Cîmpia Siretului inferior, rîul devenind astfel un colector subpiemontan al reţelei fluviatile dese, alungite dinspre Platforma Tutovei. Această deviere a fost explicată de M. David în 1922 prin torsiunea Podişului Moldovenesc în această direcţie, ca urmare a mişcărilor de coborîre subsidentă foarte pronunţată a Siretului inferior. D. Paraschiv completează ideea în 1964 prin existenţa depresiunii tectonice de mare adîncime a Bîrladului, partea sudică a ei fiind urmată chiar din faza sa incipientă de Bîrlad. Această direcţie este părăsită de rîu abia în aval de Ghidigeni, unde el pătrunde în Cîmpia Siretului de Jos şi unde valea sa se lărgeşte sub forma unui larg golf reliefal. Pe acest sector, rîul se adaptează în mod vizibil la formele acumulative şi la tectonica locală.

În aval de Crasna, Bîrladul nu mai primeşte afluenţi de seamă din stînga, în schimb din depozitele pliocene nisipoase drenează prin afluenţii săi strate acvifere abundente dinspre Dealurile Bîrsana şi Platforma Bereşti, care formează cumpăna apelor spre bazinul Prutului. Între aceştia se înşiră Valea Albeşti, Idriciu ($S = 68$ km²; $L = 21$ km), Văleni, Petrişoara ($S = 32$ km; $L = 7$ km), Zorleni ($S = 44$ km²; $L = 8$ km), Trestiana ($S = 51$ km²; $L = 10$ km), Jăravăţ ($S = 153$ km²; $L = 28$ km), Hobana ($S = 90$ km²; $L = 18$ km), Bîrzota ($S = 66$ km²; $L = 18$ km), Gîrbovăţ ($S = 26$ km²; $L = 9$ km), Blăneasa ($S = 64$ km²; $L = 15$ km) şi Corozel ($S = 221$ km²; $L = 42$ km).

Platforma Tutovei reprezintă de fapt o largă zonă pliocenă de divagare piemontană a Siretului, care a devenit autohtonă în privinţa evoluţiei sale după ce Siretul şi-a modelat valea sa actuală. Spre Siret există şi în prezent un abrupt atacat de afluenţii scurţi ai acestuia. Reţeaua fluviatilă actuală a atacat această platformă piemontană, modelînd văi adînci în el, iar interfluviile au rămas în bună parte suspendate, dezvoltîndu-se de-a lungul rîurilor. După cum arată V. Mihăilescu, platforma vîrfurilor înalte din dealurile Tutovei poate fi cel mult de vîrstă levantină superioară şi ridicată la înălţimea la care se găseşte azi în cuaternar (119). Structura de bază fiind reprezentată de depozite nisipoase cu intercalaţii argiloase, în această regiune se observă o eroziune puternică în timpul viiturilor care au frecvenţă mare. Din cauza permeabilităţii mari a rocilor aflate în alternanţă cu argilele impermeabile s-au creat condiţii optime pentru drenajul adînc, rîul avînd local un curs intermitent, semipermanent sau chiar permanent în mozaicul variat al condiţiilor de alimentare subterană.

Datorită structurii monoclinale, majoritatea afluenţilor din Colinele Tutovei au văile consecvente. Printre acestea amintim: pîrîul Chiţcani ($S = 22$ km²; $L = 10$ km), Albiei ($S = 26$ km²; $L = 16$ km), Horoiala

($S = 87$ km^2; $L = 28$ km), Simila ($S = 254$ km^2; $L = 40$ km), cu afluenţii Similişoara cu apă ($S = 52$ km^2; $L = 20$ km), Ibăna ($S = 50$ km^2; $L = 17$ km) şi Bogdana ($S = 82$ km^2; $L = 32$ km), apoi Valea Seacă ($S = 51$ km^2; $L = 10$ km) şi primul sistem mai mare — Tutova.

Tutova ($S = 682$ km^2; $L = 86{,}4$ km) izvorăşte de lîngă comuna Fundul Tutovei de la 410 m altitudine. Are un bazin dendritic, cu o uşoară asimetrie pe stînga datorită afluenţilor săi mai mari din această parte ca: Lipova ($S = 72$ km^2; $L = 16$ km), Popeşti, Iezer ($S = 70$ km^2; $L = 25$ km), Studineţ ($S = 96$ km^2; $L = 26$ km). Afluenţii din dreapta, mult mai mici, sînt: Valea Mărului, Fulgu, Ciubota ($S = 35$ km^2; $L = 9$ km) şi Cîrjoani ($S = 21$ km^2; $L = 11$ km).

În aval de Tutova, în Bîrlad, se mai varsă două sisteme mai importante: Pereschivul ($S = 241$ km^2; $L = 47$ km) cu afluenţii Pereschivului Mic ($S = 81$ km^2; $L = 21$ km), Căbeşti, Pleşeştilor şi cel mai mare afluent din bazinul Bîrladului: Berheciul.

Berheciu ($S = 1\,044$ km^2; $L = 89{,}3$ km) cu afluentul său principal, Zeletinul ($S = 419$ km^2; $L = 81$ km) drenează partea vestică a Podişului Tutovei, ambele avînd o asimetrie accentuată spre dreapta, spre vest. Berheciul îşi are izvorul lîngă comuna Obîrşia, la altitudinea de 410 m. Panta sa longitudinală medie este caracteristică pentru toţi afluenţii Bîrladului dinspre Podişul Tutovei, ea fiind de 4 m/km, deci suficient de mare pentru producerea unei eroziuni accentuate de adîncime. Se uneşte cu Zeletinul tocmai la limita sudică a piemontului.

Dintre afluenţii din dreapta ai Berheciului se evidenţiază Dunavăţul sau Frunteşti ($S = 43$ km^2; $L = 14$ km), Godineşti ($S = 37$ km^2; $L = 14$ km), Găiceana ($S = 89$ km^2; $L = 22$ km) cu Ghilăveşti, Neguleşti, Şerboaia, Abageru şi Boului. Dintre afluenţii din acelaşi sens ai Zeletinului sînt mai mari: Răchitoasa, Gunoaia, Drobotforul ($S = 89$ km^2; $L = 32$ km) şi Apa Neagră ($S = 22$ km^2; $L = 11$ km).

În fine, ultimul afluent al Bîrladului din dreapta, Tecucelul ($S = 112$ km^2; $L = 24$ km) izvorînd din Piemontul Nicoreştilor are deja caracterul rîurilor din cîmpiile piemontane.

Regimul torenţial al Bîrladului, pantele longitudinale reduse, albia pe multe sectoare colmatată contribuie la inundarea unor întinse suprafeţe din bazinul său (430 km^2, din care pe valea rîului 252 km^2). Lunca largă inundabilă însoţeşte rîul din apropierea izvoarelor pînă la vărsare. Lăţimi mai mari atinge în lungul cursului subsecvent de la Oniceni pînă la confluenţa cu Rebricea, în Depresiunea Vaslui şi în avale de Crasna. Este cunoscut în acest sens sectorul dintre Tutova şi Ghidigeni, unde pe luncă apar şi înmlăştiniri (119). Revărsări ample se observă şi spre aval, mai ales pe dreapta rîului pînă la Tecuci între Slobozia şi Ungureni apele inundă şi malul stîng. În aval de Malul Alb, revărsările cuprind aproape toată cîmpia de divagare, „zonă de baltă", cu ape freatice apropiate de suprafaţă, iar pînă la Umbrăreşti se resimte remuul Siretului din timpul inundaţiilor. Pentru ameliorarea situaţiei s-au luat o serie de măsuri, printre altele s-au reînfiinţat 32 de lacuri mici de acumulare în bazin, s-au executat desecări pe o suprafaţă de circa 70 km^2, iar local unde a fost nevoie, s-au construit diguri locale, care apără de inundaţii 220 ha. Irigaţiile ocupă o suprafaţă totală de 2 450 ha, din care 1 256 ha în lunca

Bîrladului, iar restul pe afluenţi. Consumul mediu de apă pentru acestea este în jur de 230 l/s.

Apele arteziene de adîncime sînt cantonate în depozitele daciene constituite din nisipuri fine, în valea Bîrladului, între Bîrlad—Crivești—Ghidigeni şi în formaţiunile levantine constituite din pietrişuri şi nisipuri între Crivești şi la sud de Tecuci. La adîncimi de peste 10 m creşte intens presiunea şi debitul exploatabil al apelor arteziene, debitele specifice fiind în jur de 5—10 l/s. În zona Bîrladului inferior aceste rezerve au o mare importanţă în alimentarea localităţilor cu apă potabilă.

Putna ($S = 2\,742$ km²; $L = 146{,}5$ km). Rîul se varsă în Siret, cu circa 8 km în aval de Bîrlad, drenînd o mare parte a nordului Carpaţilor curburii. Izvorăşte de pe versantul nordic al masivului Goru (Lăcăuţiul, 1 777 m) din depozitele flişului paleogen, de la altitudinea de 1 750 m. Spre aval traversează toată zona de fliş şi formaţiunile piemontane neogen-cuaternare. Are pante relativ mari pînă la pătrunderea sa în depresiunea subcarpatică internă a Vrancei (media în jur de 37 m/km), scăzînd apoi în mod vertiginos la valori sub 10 m/km. Depresiunea longitudinală, largă pe alocuri pînă la 12 km, este un adevărat loc de adunare a apelor, străbătută în sens opus de Putna şi afluentul său Zăbala ($S = 546$ km²; $L = 66{,}5$ km) care se unesc la Prisaca. Înainte de unirea lor, cele două rîuri îmbrăţisează aproape simetric partea estică a Munţilor Vrancei şi primesc afluenţi mai ales din interiorul „inelului" format de cursurile lor.

Putna superioară are un bazin simetric. Din stînga, Putna primeşte pe Astrogul, Valea Mărului ($S = 28$ km²; $L = 7$ km), Lepşa ($S = 73$ km²; $L = 15$ km), Deju ($S = 33$ km²; $L = 9$ km) şi Curteni, iar din dreapta pe Tişiţa ($S = 54$ km²; $L = 16$ km), Coza ($S = 51$ km²; $L = 14$ km) şi Văsuiu ($S = 64$ km²; $L = 9$ km).

Dintre afluenţii din dreapta ai Zăbalei menţionăm pîraiele Giurgiu, Stînei şi Zîrna Mare, toate cu suprafeţe bazinale sub 20 km². Din stînga se evidenţiază Palcăul, Lapoşul, Tipăul Mare ($S = 24$ km²; $L = 9$ km), Peticul ($S = 20$ km²; $L = 12$ km) şi Năruja ($S = 166$ km²; $L = 29$ km).

Putna şi Zăbala confluează în punctul numit semnificativ „Grumaz" (237). Pînă în anul 1947, ele au ocolit în cursul lor o stîncă proeminentă de gresie, cînd Putna a reuşit s-o străpungă şi să-şi scurteze drumul spre Zăbala cu aproximativ 1 km. Şi-a părăsit astfel cursul vechi în formă de gît, vărsîndu-şi apele spumegînde spre afluentul său.

Din cauza frînturii bruşte a pantei longitudinale, Putna şi Zăbala depune aluviuni în depresiune formînd o adevărată zonă de divagare. Prin eroziune laterală, Putna şi-a modelat o serie de lărgituri, cum sînt cele de la Tulnici-Bîrseşti, Văsuiu la confluenţa cu Zăbala etc. Procesele de versant în depresiune sînt deosebit de active, observîndu-se chiar şi torenţi noroioşi-nisipoşi din cauza despăduririlor masive.

Depresiunea este închisă în partea estică de dealuri subcarpatice puternic cutate în sens longitudinal (Răchitaşul, Răuţi, Dealul Tojanului) pe care Putna le traversează printr-o poartă largă între Prisaca şi Colacu. Aici, rîul intră în depresiunea subcarpatică externă a Vizantei-Mera, închisă spre est de Măgura Odobeştilor şi Piemontul Momîia. În această zonă primeşte din stînga pe Tichirişul, Vidra şi Vizăuţiul ($S = 84$ km²; $L = 21$ km), cursuri adaptate depresiunii. În ultimul curs se manifestă puter-

nic tectonica saliferă, care duce la ridicarea accentuată a gradului de concentrație în clorură de sodiu a apelor Putnei, mai ales în timpul apelor mici. În Valea Vizăuțiului se află satele Vizantea Mănăstirească și Vizantea Răzășească care formează împreună comuna Vizantea. Aici apar șapte izvoare cu ape minerale sulfuroase, cloruro-sodice, bicarbonatate, calcice, magneziene cu mineralizare în jur de 1,6 — 3,7 g/l, care au și importanță terapeutică.

Trecînd prin Poarta Vidrei între Măgura Odobești și Piemontul Momîia, Putna traversează zona piemontană alcătuită din depozite levantin-cuaternare. În aval de Clipicești, rîul își construiește un vast con de dejecție pe care divaghează larg, despletindu-se în mai multe brațe.

În zona acestui con de dejecție, cu căderi destul de mari pentru organizarea unor irigații pe cale gravitațională, funcționează unul dintre sistemele cele mai vechi de udare artificială din țara noastră. Putna avînd aici o alimentare destul de bogată din apele freatice din zona de efilare a conului, asigură debite suficiente pentru diferite folosințe, cum sînt morile pentru udarea grădinilor de zarzavat etc. După cum s-a subliniat, vechea gîrlă a Morilor și Putna seacă, care se varsă direct în Siret cu priză din Putna din partea sa nordică, au fost transformate în canale de aducțiune de irigații (Sîrbi-Bătinești). Alte cursuri de despletire din sudul Putnei au fost și ele special amenajate (Canalul Sturza și Bolotești-Făurei).

Canalul Sîrbi-Bătinești a fost construit în secolul trecut, fiind deja menționat în 1869 de către Ion Ionescu de la Brad*; el a fost complet reamenajat în 1957. Priza canalului este provizorie și este amplasată în dreptul comunei Sîrbi. Canalul are lungimea de 27 km, însă debitul din priza de la Sîrbi fiind insuficient pentru irigarea celor peste 750 ha terenuri aferente, s-au construit încă trei canale noi care-i suplimentează disponibilul de apă (Canalul Nicolau — 1,75 km; Canalul Școlii — 2,66 km; Canalul Pătrășcani — 5,2 km).

Canalul Bolotești s-a construit tot în secolul trecut, dar a fost supus reamenajărilor în 1957. În prezent are o lungime de 21 km și se irigă din el o suprafață de aprox. 350 ha. Este suplimentat din Putna prin patru canale secundare (Teodorescu, Ivănceşti, Garoafa și Făurei).

Canalul M.Sturza s-a construit în jurul anului 1860, folosindu-se pentru anumite sectoare fosta matcă a cursului Cacaina Focșanilor.

În urma reamenajărilor făcute, canalul atinge o lungime de 35,6 km. La vărsarea canalului, la Mîndrești, s-a amenajat și un iaz piscicol, cu o suprafață de 14 ha. Din canal, în 1960 s-au irigat 360 ha culturi, în majoritate viță de vie. Pe interfluviul dintre Canalul Sturza — Canalul Bolotești și Putna există încă două brațe părăsite, ambele avînd denumirea de Șoimu. Exploatarea Canalului Sturza este îngreunată de aluviunile aduse în el de unele organisme torențiale, cum sînt Varvatoaia Găgești, Varvatoaia Pietroasa, Vărsătura Mică și Vărsătura Jariștei.

În aval de acest sector de divagare, în dreptul limitei sud-estice a conului Putnei, rîul primește încă doi afluenți de seamă: Milcovul și Rîmna.

Milcovul ($S = 458$ km^2; $L = 73{,}5$ km) izvorăște din Depresiunea subcarpatică a Milcovului de Sus, încleștată între masivele Dealul Tojanului

* Ion Ionescu de la Brad, *Agricultura română în județul Putna*, 1869.

și Culmea Gurbăneasa. Pe acest sector, rîul are o vale largă longitudinală, însă în locul de traversare a Depresiunii Merei, devine transversală, părăsind zona subcarpatică prin Poarta Arvei, dintre Măgura Odobești și Piemontul Deleanul. În Depresiunea Merei primește din stînga o serie de afluenți mici, ca Reghiul ($S = 26$ km^2; $L = 8$ km), Milcovelul ($S = 44$ km^2; $L = 9$ km) și Arva ($S = 24$ km^2; $L = 10$ km), iar din dreapta pe Groza. După părăsirea zonei piemonturilor înalte, conul său de dejecție se unește cu conul Putnei. Tocmai în zona de interferență se află orașul Focșani. Curgînd pe la poalele Piemontului Deleanului, Milcovul devine colectorul subpiemontan al acestuia, adunîndu-și o seamă de organisme, mai mult torențiale, dinspre acesta, ca: Rîmniceanca cu Valea Seacă, Pietroasa, Dălhăuți, Dîlgovul ($S = 47$ km^2; $L = 16$ km) cu Mera ($S = 22$ km^2; $L = 9$ km) și Argintu ($S = 65$ km^2; $L = 25$ km). Milcovul drenează, de asemenea, ape puternic clorurate din zona subcarpatică, din apropierea Niculei.

Rîmna ($S = 424$ km^2; $L = 63$ km) izvorăște din culmea subcarpatică a Bălănești lor, de la altitudinea de 690 m. Își culege majoritatea afluenților din depresiunea subcarpatică largă a Bălănești lor, unde tectonica salifera miocenă contribuie la dominarea clorurii de sodiu în compoziția chimică a apelor cursului principal (izvoarele de la Poieni). Traversează apoi prin poarta Babanei zona piemontană înaltă dintre Piemontul Deleanul și Piemontul Căpățînei, după care formează un con de dejecție destul de larg. În zona cîmpiei piemontane, se îndreaptă spre nord-est.

În Depresiunea Bălănești lor, Rîmna colectează o serie de afluenți, cum sînt: Valea Neagră ($S = 32$ km^2; $L = 12$ km), Rășcuța ($S = 67$ km^2; $L = 12$ km) cu Peleticul ($S = 37$ km^2; $L = 9$ km) toate din dreapta, iar din stînga are un singur afluent mic, torențial — Tinoasa. În sectorul de cîmpie, din Piemontul Căpățînei, primește pe Valea lui Pancă ($S = 22$ km^2; $L = 8$ km), iar dinspre Piemontul Deleanul pe Oreavul ($S = 52$ km^2; $L = 16$ km). În zona piemontană se observă pierderi spre depozitele villafranchiene permeabile, care însă efilează mai în aval sub forma apelor freatice. În cîmpia piemontană a Rîmnei se observă salinizarea continentală cu dominarea ionilor de clor.

În aval de primirea Rîmnei, Putna străbate cîmpia sa de divagare largă, cu ape freatice apropiate de suprafață (2—8 m), salinizate local alohton și autohton; se observă, de asemenea, creșterea cantitativă a ionilor de sulfați. Din această zonă, Putna primește pe ultimul său afluent din dreapta, pe Leica ($S = 172$ km^2; $L = 33$ km), care poate fi considerat și un curs părăsit al Rîmnei. În condițiile climei secetoase și irigațiilor dezvoltate (total 3 229 ha) în zona de cîmpie a Putnei se observă o puternică disipare a apelor.

După cîțiva kilometri în aval, după primirea Putnei, Siretul își primește încă un afluent tipic pentru zona de curbură a Carpaților: pe Rîmnicul Sărat.

Rîmnicul Sărat ($S = 943$ km^2; $L = 139{,}5$ km) izvorăște din zona flișului paleogen, din muntele Furu (Culmea Mușa Mare), de la altitudinea de 1 310 m. După un curs de circa 10 km, rîul pătrunde în Depresiunea subcarpatică internă Neculele de la poalele nordice ale Muscelelor Bisocăi, constituite din depozite neogene. În depresiune drenează și apele subterane ale miocenului salifer, de unde primește numeroase izvoare cloruro-

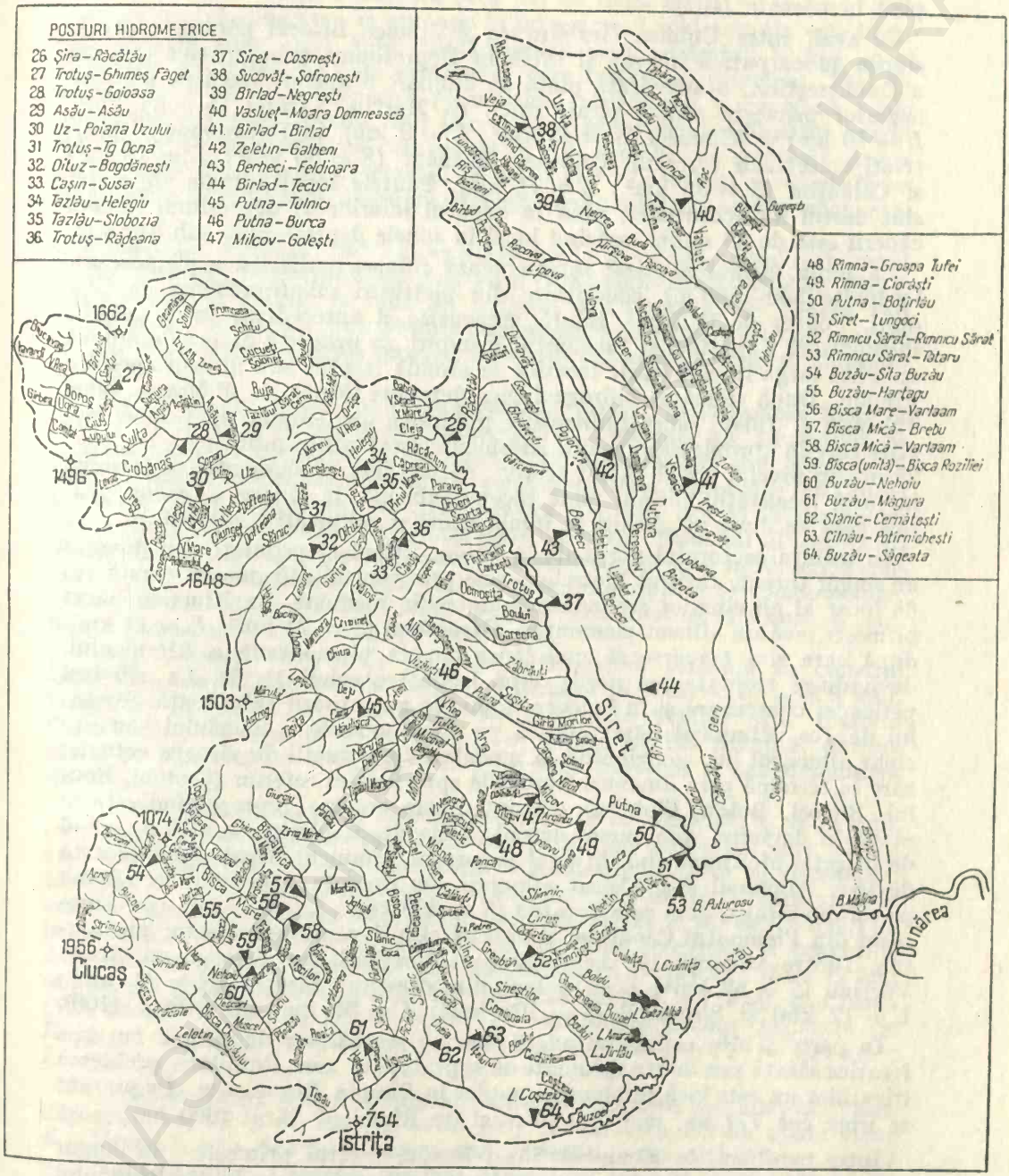


Fig. 141. Reţeaua hidrografică din bazinul Siretului inferior şi posturile hidrometrice utilizate la studii.

sodice (Motnău, Păcuri etc.). Prin contribuția acestora apele Rîmnicului devin clorurate, cu mineralizare de 3—4 g/l (la ape mici), care se menține pînă la vărsare (107).

În aval, între Culmea Gurbăneasa și Culmea Bisocăi părăsește depresiunea subcarpatică internă și intră în Depresiunea subcarpatică externă a Dumitreștilor, o adevărată piață de adunare a apelor. Dacă pe sectorul superior primește numai pîraie mici, ca Martin, Sărățel ($S = 34$ km^2; $L = 10$ km) și Rîmnicel ($S = 42$ km^2; $L = 9$ km), în Depresiunea Dumitrești colectează torentul Tulbure, Motnăul ($S = 56$ km^2; $L = 18$ km) și Călăuțiul ($S = 35$ km^2; $L = 11$ km). Pantele longitudinale ale rîului sînt destul de accentuate, pînă la capătul inferior al depresiunii media căderii este de 33 m/km, scăzînd local în zonele depresionare sub 5 m/km.

La Buda, Rîmnicul Sărat intersectează culmea periferică a piemonturilor înalte (500—560 m), constituite din pietrișuri villafranchiene de Cîndești. Poarta de la Buda tăiată epigenetic și antecedent, între culmile Piemontului Căpățînei și Piemontul Funduri, se prezintă ca o vale adîncă cu luncă largă în care apele freatice se afundă treptat sub nivelul apei din Rîmnic. După ridicările hidrogeologice detaliate făcute de P.Marosi, între Tăbăcari și Jideni încep infiltrațiile puternice din Rîmnic spre apele freatice care în apropierea orașului Rîmnicul Sărat ating adîncimea de 15—25 m sub nivelul rîului. Acest sector, cu pierderi permanente, se termină în jurul localității Fotinu, unde începe subzona de efilare a apelor freatice ceea ce duce pe alocuri la înmlăștiniri și salinizări continentale.

În incinta sectorului porții de la Buda, Rîmnicul primește din dreapta un singur torent, Izvorul Pietrelor, care prin topicul său denotă caracterul de focar al aluviunilor secundare spălate din piemont. La Rîmnicu Sărat primește încă un afluent piemontan, Greabănul ($S = 21$ km^2; $L = 11$ km), după care rîul traversează mai leneș cîmpia piemontană a Rîmnicului, deviindu-se treptat spre nord, după legile tectonicii locale. La sfîrșitul perioadei cuaternare și în holocen, înaintea accentuării subsidențe Siretului de Jos, Rîmnicul Sărat curgea pe valea actuală a Buzăului sau era chiar afluentul lui, contribuind la modelarea unor serii de viroage actuale, care se termină prin limanuri fluviatile spre Buzăul inferior (Costeiu, Boului, Buzoel, Boldu, Ciulnița), fiecare dintre acestea reprezentînd cîte o etapă în devierea spre cursul actual. Zona de despletire se află pe conul de dejecție al Rîmnicului, în aval de orașul Rîmnicul Sărat. Prin această deviere, Rîmnicul și-a părăsit afluenții din dreapta, colectînd în schimb pe cei din stînga, cum este Coțatcu ($S = 300$ km^2; $L = 37$ km) care izvorăște din Piemontul Căpățînei și care și el a devenit un colector piemontan. Dintre afluenții săi menționăm pe Voetinul sau Viroaga cu Balta Voetinu ($S = 52$ km^2; $L = 18$ km) din dreapta, Cireșul ($S = 34$ km^2; $L = 12$ km) și Slimnicul ($S = 109$ km^2; $L = 31$ km) din stînga (106).

În parte și din cauza extinderii mari a sectoarelor de cîmpie cu ape freatice sărate sau foarte apropiate de suprafață în zona de efilare, problema irigațiilor nu este încă rezolvată complet în Cîmpia Rîmnicului. În prezent se irigă cca 771 ha, mai ales în aval de Rîmnicul Sărat (600 ha).

Între confluențele Rîmnicul Sărat-Buzău, Siretul primește un singur afluent din stînga, dinspre terasele înalte, pleistocene medii ale Bîrladului — pe Călmățuiul Tălăbașca ($S = 254$ km^3; $L = 16$ km), cu izvoarele

lîngă comuna Griviţa. Are scurgere foarte redusă (în jur de 0,6 l/s/km²) în condiţiile unor cantităţi medii de precipitaţii, de 420—450 mm, din care cauză limanul fluviatil Tălăbaşca (144 ha) de lîngă Hanul lui Conachi reuşeşte să reţină scurgerea sa aproape în întregime. Lacul practic este lipsit de scurgere spre Siret, însă există posibilitatea revărsării la ape mari şi a unor infiltraţii pe cale subterană, spre colectorul principal. Rîul îşi adînceşte valea sa în depozite piemontane pleistocene şi captează unele orizonturi de apă freatică, din care cauză în avale de Călmăţui cursul lui devine permanent şi cu rare secări în anii deosebit de secetoşi. Are şi doi afluenţi din dreapta, Herătăul ($S = 24$ km²; L 13 km) şi Ciorii ($S = 23$ km²; $L = 10$ km), ambii cu scurgere temporară sau semipermanentă.

Buzăul ($S_t = 5\,564$ km²; $S_e = 4\,743$ km²; $L = 334{,}4$ km) este unul dintre sistemele importante ale Siretului, care-i aduce circa 14% din debite. Formîndu-se tocmai în zona de curbură a Carpaţilor, în geneza văii sale şi a afluenţilor săi s-au produs numeroase modificări esenţiale cauzate în mod special de tectonica orogenă în etapa valahică, la sfîrşitul pliocenului.

Valea Buzăului este o vale transversală, privită în ansamblu însă, în zona de izvoare şi pe sectoarele principale de colectare ale afluenţilor, se resimte rolul de dirijarea al tectonici longitudinale. Îşi are originea în flişul cretacic, la poalele nordice ale conglomeratelor calcaroase din Ciucaş (1956 m) de la altitudinea de circa 1 800m. De aici, rîul se îndreaptă cu pante mari (în medie de 50 m/km) spre culoarul erozional al Întorsurii Buzăului, urmînd direcţia longitudinală a structurilor spre nord, adică contactul dintre formaţiunile puţin rezistente apţian-albiene şi conglomerate. În incinta culoarului Întorsurii, pantele Buzăului scad brusc şi rîul face o cotitură de aproape 180° spre S—E.

Dintre afluenţii Buzăului, pînă la pătrunderea acestuia în culoarul Întorsurii, amintim din partea stîngă pe Strîmbul ($S = 25$ km²; $L = 9$ km), Dălghiul ($S = 50$ km²; $L = 13$ km), ambele venind din masivul Ciucaşului, şi Acrişul ($S = 20$ km²; $L = 7$ km), iar din dreapta, dinspre Siriu, pe Buzoelul ($S = 54$ km²; $L = 15$ km) cunoscut şi sub denumirea de Buzăul Mic.

La Sita Buzău se varsă în Buzău, Lădăuţiul ($S = 102$ km²; $L = 18$ km), cu afluentul său Barcani un sistem dendritic bine dezvoltat spre NV şi care după aspect ar putea fi considerat într-adevăr ca izvor al sistemului. De aici, în aval, valea Buzăului se îngustează, iar de la Crasna începe culoarul Buzăului. Dacă în Depresiune pantele variază în jur de 3—5 m/km, în culoar ele cresc din nou la peste 10 m/km, fiind frecvente şi pragurile. Afluenţii din amonte de defileu sînt: Zăbrătăul ($S = 52$ km²; $L = 12$ km) din stînga şi Ciumernicul, Chichirăul ($S = 24$ km²; $L = 7$ km) şi Crasna ($S = 24$ km²; $L = 9$ km) din dreapta. Pe sectorul de culoar primeşte pe Harţagul din stînga ($S = 32$ km²; $L = 6$ km) şi Siriul Mare ($S = 104$ km²; $L = 17$ km) din dreapta.

În aval de Siriul Mare, pe linia depozitelor oligocene s-a adaptat valea Căşoaca Mare ($S = 57$ km²; $L = 15$ km) la vărsarea căruia apare chiar şi o lărgire a văii Buzăului, care a dat posibilitate dezvoltării unor aşezări mai mari, ca Siriul, Căşoaca, Inşelate, Muşceluşa, iar mai în aval Nehoiaşu. Aici îşi primeşte Buzăul din stînga pe cel mai mare afluent al său, Bîsca.

Bîsca ($S = 776$ km^2; $L = 71{,}4$ km) are aproximativ aceleaşi dimensiuni ca şi colectorul principal. Se naşte de fapt din două pîraie principale: Bîsca Mare ($S = 441$ km^2; $L = 55{,}2$ km) şi Bîsca Mică ($S = 233$ km^2; $L = 44{,}3$ km). Bîsca şi Bîsca Mică în cursul său inferior au văi longitudinale, iar Bîsca Mare are vale transversală în aval de Depresiunea Comandău. Ambele rîuri îşi au obîrşia sub vîrful Goru (1783 m), de unde se deplasează în direcţie sudică.

Dintre afluenţii Bîscăi Mari amintim pe Holomul ($S = 20$ km^2; $L = 7$ km), Ghiurca Mare ($S = 23$ km^2; $L = 8$ km), Slobodul, Pătacu, Bîsculiţa ($S = 38$ km^2; $L = 10$ km), Cernatul şi Milei din stînga şi Topliţa ($S = 56$ km^2; $L = 9$ km), Rojdaşul, Cereşul ($S = 32$ km^2; $L = 9$ km) din dreapta.

Bîsca Mică este aproape lipsită de afluenţi. Se pot aminti doar trei pîraie afluente, Giurgiul din stînga şi Şapte Izvoare şi Brebul din dreapta.

În aval de Varlaam, după confluenţa celor două Bîşce în Depresiunea Chiojdului, Bîsca Unită primeşte un afluent din dreapta, mai important, Păltinişul ($S = 24$ km^2; $L = 9$ km). După confluenţa cu Bîsca, Buzăul taie flişul paleogen din care primeşte cîţiva afluenţi mai mici, cum sînt Nehoiul ($S = 32$ km^2; $L = 11$ km), Cătiaşul Pleşcari ($S = 20$ km^2; $L = 10$ km) şi Muscelul din dreapta şi Ciptoraşu şi Sibiciu ($S = 48$ km^2; $L = 11$ km) din stînga.

Aspectul văii Buzăului se schimbă profund după traversarea Culmii Ivăneţului la intrarea lui în zona subcarpatică, cu depozite neogene puternic cutate. Eroziunea se accentuează aici în mod excesiv, însă relieful nu prezintă aspecte de denudare înaintată sau de nivelare, ceea ce contribuie la accelerarea şi mai mare a eroziunii. Formele de relief tinere se datoresc adaptării la structură, ele avînd caracter dominant. După cum subliniază V.Tufescu, paralel cu mişcările recente de înălţare s-au produs şi mişcări tengenţiale de cutare, care par a se continua din levantin-cuaternar pînă azi. Prin urmare, în această regiune transportul solid (de aluviuni) al rîurilor atinge valori maxime pe teritoriul ţării noastre tocmai în neogenul curburii. La aceasta contribuie şi despăduririle masive care s-au efectuat, mai ales în cea de a doua jumătate a secolului trecut.

Prin adaptarea la structură, rîurile îşi formează văi cu forme foarte variate, cu strangulări uneori pînă la forme de chei urmate în aval de depresiuni largi, erozionale. Desigur, aceasta se reflectă şi în pantele longitudinale ale rîurilor din această zonă, precum şi în coturile dreptunghiulare ale Buzăului, ce se termină la Ciuta şi la Berca, după care valea rîului se deschide spre cîmpie ca un adevărat estuar.

După traversarea Culmii Ivăneţului, Buzăul intră în Depresiunea Cărbuneşti-Pătîrlage, unde primeşte din dreapta pe Bîsca Chiojdului ($S = 348$ km^2; $L = 39$ km), rîu cu un curs paralel cu Buzăul şi cu obîrşia tot în flişul cretacic, în apropierea Siriului. Dintre afluenţii săi se menţionează Bîsca fără Cale ($S = 46$ km^2; $L = 14$ km), Chiojdul sau Stîmnicul ($S = 69$ km^2; $L = 10$ km) cu Bătrîneanca ($S = 36$ km^2; $L = 11$ km) şi Zeletinul ($S = 44$ km^2; $L = 17$ km), cu toţii din dreapta.

În aval începe să se resimtă în regimul hidrochimic al afluenţilor din stînga Buzăului influenţa miocenului salifer prin ridicarea conţinutului de NaCl. Din această zonă sosesc afluenţii Rusavăţ, Bălăneasa sau Sărăţel

($S = 188$ km²; $L = 28$ km), Sărăţelul ($S = 191$ km²; $L = 21$ km), Pîclele sau Murătoarea de la Berca ($S = 22$ km²; $L = 6$ km), cu vulcani noroioşi în bazinul său şi Slănicul ($S = 421$ km²; $L = 66{,}7$ km). Ultimul izvorăşte din flişul paleogen de la altitudinea de 1160 m şi trec prin depresiunile Lopătari şi Vintilă Vodă, unde primeşte apele unui număr mare de izvoare cu ape cloruro-sodice din apropierea masivelor de sare. Ca o continuare a acestei depresiuni longitudinale externe a Slănicului, la vest de Buzău se întinde Depresiunea Nişcovului delimitată spre nord de culmea Vîrful Bradului, iar la sud de masivul Istriţei (alt 754 m), în care apar din nou rocile miocene şi chiar şi calcarele sarmaţiene. În această depresiune s-a instalat Nişcovul ($S = 213$ km²; $L = 31$ km), cu cîţiva afluenţi din stînga (Tisău, Haleşiu, Izvoranu).

De la vărsarea Slănicului şi Nişcovului începe desfăşurarea marelui con de dejecţie al Buzăului, care se desfăşoară în evantai spre sud. Începe zona puternicei divagări a rîului, despletirea sa în mai multe braţe. În prezent, cursul său urmăreşte limita nordică a conului, colectîndu-şi pe această porţiune o serie de pîraie cu văi care secţionează diagonal formaţiunile piemontane levantin-cuaternare înalte, acoperite de depozite loessoide. Între acestea se încadrează Blăjanca ($S = 20$ km²; $L = 15$ km), Valea Largă ($S = 36$ km²; $L = 13$ km) şi Cîlnăul ($S = 204$ km²; $L = 41$ km). Ultimul pătrunde chiar pînă în zona de fliş, avîndu-şi obîrşia chiar sub culmea Bisocăi.

Divagarea Buzăului, despletirea sa în mai multe braţe, tendinţa de părăsire a cursului spre nord se observă pînă la confluenţa cu ultimul său afluent din dreapta, de fapt un curs părăsit al său, Buzoelul ($S = 136$ km²; $L = 48$ km), care se găseşte în lunca sa externă. Traversează apoi localităţile Făurei, Filimon Sîrbu, Horea, şi se varsă în Buzău la Deduleşti. Pe tot sectorul inferior, Buzăul meandrează foarte puternic, coeficientul său de meandrare atingînd 1,76.

Totodată, pe această porţiune el este însoţit şi de o serie de lacuri de tip liman fluviatil, bine cunoscute în literatura de specialitate. Ele au bazine hidrografice relativ mari, însă din cauza climei aride, scurgerii scăzute spre lacuri şi a unei evaporabilităţi anuale în jur de 850 mm apă, lacurile practic nu au scurgere spre Buzău, decît în timpul apelor deosebit de mari. Prin urmare, mineralizarea lor este ridicată, în jur de 3—42 g/l (v. tabelul 145); în ele domină ionii de sulfaţi-carbonaţi. Şirul lor începe cu Balta Coşteiului ($S = 460$ ha), în care se varsă pîrîul Coşteiului ($S = 86$ km²; $L = 91$) şi continuă cu balta Nisipurile, Lacul Jirlău ($S = 1068$ ha) cu afluentul Valea Mare sau Boului ($S = 410$ km²; $L = 48$ km), Lacul Sărat-Cîineni ($S = 56$ ha), Balta Amara ($S = 698$ ha) cu afluentul său Buzoel ($S = 104$ km²; $L = 18$ km), Balta Albă ($S = 1068$ ha) cu pîrîul Boldu ($S = 218$ km²; $L = 28$ km). Emisarul lacului Balta Albă primeşte emisarul Bălţii Ciulniţa ($S = 96$ ha), pe pîrîul Ciulniţa ($S = 86$ km²; $L = 14$ km).

În total, în bazinul Buzăului se irigă peste 6708 ha, în mare majoritate în sectorul de cîmpie, în aval de Buzău. Extinderea irigaţiilor este mult îngreunată de prezenţa apelor freatice, puternic mineralizate în lungul cursului inferior. Cele mai importante sisteme de irigaţii sînt legate de Iazul Morilor-Buzău (fig. 141), organizate pe două zone una pe stînga şi alta pe dreapta Buzăului.

Zona din stînga afectează circa 1 000 ha şi este formată dintr-un canal de aducţiune (Săpoaca-Mărăcineni) cu priza de apă din Buzău, imediat în aval de confluenţa cu Slănicul. Zona din dreapta Buzăului cuprinde o suprafaţă de circa 3 000 ha, fiind alimentată printr-un canal principal de aducţiune: Canalul Morilor sau Vernești-Buzău, din care se derivă 11 canale secundare. Tot din acest canal se face alimentarea oraşului Buzău, el fiind folosit şi pentru evacuarea apelor reziduale mai puţin nocive. Priza de apă a canalului este în amonte de confluenţa Buzăului cu Nişcovul (v. fig.141). Restul sistemelor de irigaţii sînt împărţite pe zone mai mici, mai ales în lunca rîului pînă la vărsare. În prezent se conturează sistemul de hidroameliorații Buzău-Rîmnicul Sărat pe o suprafaţă totală de 60 000 ha, dintre care 54 000 ha irigaţii cu priză din Siret (40 m³/s).

În aval de confluenţa cu Buzăul, Siretul primeşte un curs parazitar, părăsit de el însuşi — Bîrlădelul —, care în prezent se află în lunca sa exterioară din stînga şi care colectează o seamă de pîraie dinspre Piemontul Covurluiului.

Suprafaţa drenată de el este mare ($S = 1052$ km²; $L = 26$ km), însă debitele totale ale sistemului sînt reduse din cauza climei secetoase de stepă.

Dintre afluenţii primiţi se evidenţiază Gerul ($S = 350$ km²; $L = 46$ km) cu afluentul său din stînga, Gologan ($S = 73$ km²; $L = 25$ km), apoi Suhul ($S = 378$ km²; $L = 61$ km) cu Suhurluiu Apă ($S = 88$ km²; $L = 31$ km), Caina, Lozova ($S = 212$ km²; $L = 32$ km) care împreună cu Greaca se varsă în limanul fluviatil Lozova şi Greaca ($S = 27$ km²; $L = 11$ km), afluent al Bîrlădelului imediat în amonte de vărsarea sa în Siret.

În aval de confluenţa cu Bîrlădelul, Siretul primeşte încă doi afluenţi mai mici dinspre Piemontul Covurluiului: Rusca şi Mălina ($S = 176$ km²; $L = 21$ km), ultimul vărsîndu-se în limanul fluviatil Balta Mălina. În fine, şirul afluenţilor Siretului se încheie cu pîrîul Cătuşa ($S = 60$ km²; $L = 17$ km) aflat imediat la vest de depresiunea Lacului Brateş.

Perspectivele folosirii apelor sînt mult mai mari faţă de cele existente. Astfel, din suprafeţele totale cu exces de umiditate 68 800 ha sînt numai pe Siretul inferior, din care au fost desecate circa 12 000 ha. În lunca Siretului inferior erau îndiguite 27 600 ha în 1960 în unităţile Latinu-Vădeni şi Nămoloasa-Măxineni, iar în bazinul Buzău alte 3960 ha. Suprafeţele irigabile pe Siretul inferior se cifrează la 427 mii ha. Siretul însă, împreună cu rîurile din zona curburii Carpaţilor trebuie să asigure cu apă suprafeţe irigabile mult mai mari prin trecerea unei cantităţi de apă spre Sărata şi Teleajen pentru care se vor realiza numeroase acumulări pe afluenţi.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale rîurilor. Bazinul rîului se extinde tocmai în zona de descendenţă a maselor de aer oceanice ce au traversat creasta Carpaţilor Orientului dinspre vest din care motiv umezirea generală este redusă mult faţă de restul regiunilor carpatice din ţara noastră, exceptîndu-se depresiunile intracarpatice. Marea majoritate a suprafeţei de colectare a apelor intră în limitele raionului $Y = f(Hm)$ de tip VI şi

TABELUL 129

Elementele morfometrice ale rîurilor din bazinul Siretului

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				$\frac{am}{av}$ $S km^2$	$\frac{am}{av}$ H_{med}	$\frac{am}{av}$ I_{med}
1	2	3	4	5	6	7
Siretul	Izvor	0	1 238	—	—	—
				860	650	64
Siretul	Confl. Siretul Mic	112,5	333	1 410	600	60
Siretul	Frontiera RPR	133,5	300	1 609	572	58
Siretul	P.h. Siret	140,0	296	1 647	566	57
Siretul	P.h. Şerbăneşti	183,1	270	1 994	529	52
Siretul	P.h. Siminicea	207,9	266	2 164	513	52
Siretul	P.h. Roşcani	259,8	240	2 503	485	48
				2 517	484	47
Siretul	Confl. Suceava	263,1	239	51 33	535	65
Suceava	Izvor	0	1 250	—	—	—
				360	965	148
Suceava	Confl. Brodina	41,4	580	515	956	142
Suceava	P.h. Vicovu de Jos	64,1	435	875	877	151
Suceava	P.h. Frătăuţii Vechi	77,3	377	1 062	807	125
Suceava	P.h. Dorneşti	90,1	350	1 197	764	124
				1 384	718	97
Suceava	Confl. Sucevița	99,9	326	1 583	707	99
				1 232	757	120
Suceava	Confl. Pozen	98,0	333	1 380	722	98
Pozen	Izvor	0	975	—	—	—
Pozen	P.h. Rădăuţi	17,4	363	85	463	27
Pozen	Confl. Suceava	28	333	148	425	20
Sucevița	Izvor	0	998	—	—	—
Sucevița	P.h. Vadu Vlădichii	30,6	360	181	658	125
Sucevița	Confl. Suceava	36,0	326	199	634	114
				1 882	664	92
Sucevița	Confl. Solonețul	117,5	291	2 092	635	91
Solonețul	Izvor	0	700	—	—	—
Solonețul	P.h. Părhăuţi	333	307	205	471	100
Solonețul	Confl. Suceava	37,5	291	210	468	97
Suceava	P.h. Iţcani	128,5	278	2 377	613	88
Suceava	P.h. Liteni	168,4	242	2 602	585	80
Suceava	Confl. Siret	172,3	239	2 616	584	80
				5 389	526	65
Siretul	Confl. Somuzul Mare	289,5	235	5 873	517	63
Somuzul Mare	P.h. Dolheşti	49,9	241	444	301	33
Siretul	P.h. Lespezi	306,8	213	5 945	510	63
Siretul	P.h. Schela	372,9	190	6 571	485	60
Siretul	P.h. N. Bălcescu	404,5	171	6 951	472	58
				6 961	472	58
Siretul	Confl. Moldova	408,7	170	11 287	554	79
Moldova	Izvor	0	12 250	—	—	—
Moldova	P.h. Fundul Moldovei	24,6	739	294	1 084	143
Moldova	P.h. Cîmpulung	40,6	648	565	1 046	168
Moldova	P.h. Prisaca Dornei	50,2	567	657	1 022	171

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				$\frac{am}{S km^2 \; av}$	$\frac{am}{H_{med} \; av}$	$\frac{am}{I_{med} \; av}$
1	2	3	4	5	6	7
Moldova	Confl. Moldoviţa	56.5	555	693	1 009	170
				1 256	966	164
Moldoviţa	Izvor	0	1 220	—	—	—
Moldoviţa	P.h. Dragoşa	41,4	580	479	935	152
Moldoviţa	Confl. Moldova	51,6	555	563	814	157
Moldova	P.h. Molid-Vama	60,9	523	1 327	957	155
Moldova	P.h. Gura Humorului	73,5	480	1 887	915	166
Moldova	P.h. Mălinic	96,5	394	2 323	867	153
Moldova	Confl. Rîşca	137,1	290	2 624	814	138
				3 026	778	132
Moldova	Confl. Ozana	142,7	279	3 075	771	129
				3 502	761	128
Ozana	Izvor	0	1 100	—	—	—
Ozana	P.h. Tg. Neamţ	36,9	374	360	751	148
Ozana	Confl. Moldova	54	279	427	691	125
Moldova	Confl. Agapia	155,2	255	3 591	751	126
				3 871	729	124
Moldova	P.h. Tupilaţi	169,9	234	4 070	711	120
Moldova	P.h. Roman	199,0	180	4 316	684	113
Moldova	Confl. Siretul	205,0	170	4 326	682	112
Siretul	P.h. Cotu lui Bălan	418,6	171	11 385	550	79
Siretul	Confl. Neagra	428,2	169	11 406	549	79
				11 699	542	78
Siretul	P.h. Drăgeşti	446,1	164	11 900	537	77
Siretul	P.h. Holt	480,4	150	12 335	527	76
Siretul	Confl. Bistriţa	495,2	138	12 413	526	76
				19 455	666	118
Bistriţa Aurie	Izvor	0	1 930	—	—	—
Bistriţa Aurie	P.h. Cîrlibaba	32,5	950	471	1 316	24
Bistriţa Aurie	P.h. Ciocăneşti	40,8	850	572	1 293	257
Bistriţa Aurie	P.h. Dorna-Giumalău	62,5	820	721	1 266	262
Bistriţa Aurie	Confl. cu Dorna	69,5	801	1 768	1 254	258
				1 369	1 206	199
Dorna	Izvor	0	1 635	—	—	—
Dorna	Confl. Tesna	34,0	870	219	1 190	132
				435	1 153	131
Dorna	P.h. Dorna Cîndreni	41,0	813	558	1 156	132
Dorna	P.h. Vatra Dornei	49,0	802	599	1 144	124
Dorna	Confl. Bistriţa	49,5	801	601	1 143	123
Dorna	Confl. Neagra Şarului	72,8	787	1 375	1 204	198
				1 686	1 212	200
Neagra Şarului	Izvor	0	1 250	—	—	—
Neagra Şarului	P.h. Şaru Dornei	29,0	825	291	1 271	215
Neagra Şarului	P.h. Gura Negrii	33,0	794	308	1 253	212
Neagra Şarului	Confl. Bistriţa	35,0	787	311	2 252	210
Bistriţa	P.h. Dorna Arini	73,4	782	1 687	1 212	200
Bistriţa	P.h. Crucea	99,0	695	1 894	1 203	214
Bistriţa	P.h. Broşteni	116,5	620	2 143	1 192	223

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				$S\,km^2$ am / av.	H_{med} am / av	I_{med} am / av.
1	2	3	4	5	6	7
Bistrița	Confl. Neagra	116,9	627	2 146	1 122	222
				2 491	1 197	228
Neagra	Izvor	0	1 300	—	—	—
Neagra	P.h. Broșteni	37,0	660	328	1 232	247
Neagra	Confl. Bistrița	42,0	627	345	1 220	260
Bistrița	P.h. Cotîrgași	120,5	625	2 498	1 195	228
Bistrița	P.h. Fărcașa	143,5	580	2 901	1 170	232
Bistrița	Confl. Bistricioara	154,8	500	2 995	1 163	233
				3 773	1 134	238
Bistricioara	Izvor	0	1 350	—	—	—
Bistricioara	P.h. Tulgheș	44,9	642	592	1 048	260
Bistricioara	P.h. Grințieș	59,0	508	680	1 030	259
Bistricioara	P.h. Bistricioara	67,7	505	777	1 021	258
Bistricioara	Confl. Bistrița	68,5	500	779	1 021	258
Bistrița	P.h. Cîrnu — Bicaz	177,2	428	4 034	1 116	226
Bistrița	P.h. Bicaz	182,6	418	4 098	1 113	224
Bistrița	Confl. Bicaz	184,2	415	4 101	1 113	224
				4 663	1 103	236
Bicazul	Izvor	0	1 400	—	—	—
Bicazul	P.h. Neagra	30,5	525	475	1 061	246
Bicazul	P.h. Bicaz	40,8	418	559	1 034	246
Bicazul	Confl. Bistrița	42,0	415	562	1 032	248
Bistrița	Confl. Tarcău	10,0	401	4 688	1 101	236
				5 082	1 093	248
Tarcăul	Izvor	0	1 400	—	—	—
Tarcăul	P.h. Moara Ianoș	28,0	470	379	1 010	268
Tarcăul	P.h. Tarcău	28,5	469	380	1 010	268
Tarcăul	Confl. Bistrița	32,0	401	394	998	267
Bistrița	P.h. Viișoara	202,0	352	5 252	1 080	236
Bistrița	P.h. Roznov	226,3	265	5 672	1 040	227
Bistrița	Confl. Cracău	226,6	264	5 695	1 036	226
				6 095	1 007	218
Cracăul	Izvor	0	995	—	—	—
Cracăul	P.h. Slobozia	56,5	266	394	586	81
Cracăul	Confl. Bistrița	59,5	264	400	577	63
Bistrița	Confl. Racova	239,8	210	6 388	977	210
				6 635	953	203
Bistrița	P.h. Lespezi	246,1	200	6 671	442	201
Bistrița	P.h. Bacău	269,8	160	6 912	925	194
Bistrița	Confl. Siret	278,8	138	7 042	913	193
Siretul	P.h. Răcătău	516,2	118	19 639	662	118
Siretul	P.h. Rogoaza	536,7	104	20 194	651	116
Siretul	P.h. Adjudul Vechi	555,2	92	20 341	648	116
Siretul	Confl. Trotuș	567,3	82	20 515	642	115
				24 864	652	123
Trotușul	Izvor	0	1 360	—	—	—
Trotușul	P.h. Ghimeș—Făget	30,6	687	376	1 099	256
Trotușul	P.h. Brustureasa	35,6	610	463	1 082	254

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța (km) izvor	Altit. punct (m)	EE Bazin		
				$\frac{am}{av}$ S km²	$\frac{am}{av}$ H_{med}	$\frac{am}{av}$ I_{med}
1	2	3	4	5	6	7
Trotușul	P.h. Goloasa	51,8	490	767	1 040	251
				924	1 028	254
Trotușul	Confl. Asăul	58,3	420	1 124	1 013	247
Asăul	Izvor	—	1 235	—	—	—
Asăul	P.h. Asăul	35,5	430	198	956	225
Asăul	Confl. Trotușul	37,0	420	200	951	224
Trotușul	P.h. Comănești	61,0	385	1 135	1 010	246
Trotușul	P.h. Dărmăneasa	64,0	348	1 202	987	241
Trotușul	P.h. Dărmănești	66,5	335	1 217	983	238
				1 246	973	235
Trotușul	Confl. Uzul	70,5	325	1 689	973	225
Uzul	Izvor	0	1 125	—	—	—
Uzul	P.h. Poiana Uzului	30,0	471	335	1 060	185
Uzul	Dărmănești	43,0	327	437	990	190
Uzul	Confl. Trotușul	45,0	325	443	974	188
Trotușul	P.h. Tg. Ocna	81,5	248	1 868	938	218
				2 102	898	208
Trotușul	Confl. Oituzul	97,0	204	2 434	871	206
Oituzul	Izvor	0	875	—	—	—
Oituzul	P.h. Bogdănești	51,0	250	314	731	185
Oituzul	Confl. Trotuș	59,5	204	332	705	177
				2 436	870	205
Trotușul	Confl. Cașin	98,0	200	2 743	841	198
Cașinul	Izvor	0	1 275	—	—	—
Cașinul	P.h. Suseni	26,5	300	212	710	163
Cașinul	Confl. Trotuș	45,5	200	307	606	144
Trotușul	P.h. Onești	98,5	196	2 744	841	198
				2 750	839	198
Trotușul	Confl. Tazlău	101,5	195	3 843	745	172
Tazlăul	Izvor	0	1 120	—	—	—
Tazlăul	P.h. Ludaș	34,0	356	264	623	139
Tazlăul	P.h. Helegiu	72,3	228	1 003	522	113
Tazlăul	P.h. Gura Văii	74,8	220	1 044	519	111
Tazlăul	Confl. cu Trotuș (p.h. Slobozia)	85,3	195	1 093	508	105
Trotușul	P.h. Adjud	145,2	87	4 344	694	157
Trotușul	Confl. Siret	149,2	82	4 349	693	156
Siretul	P.h. Domnești	571,0	75	24 891	650	123
Siretul	P.h. Cosmești	599,0	47	25 322	643	122
Siretul	P.h. Vadu Roșca	633,0	23	25 986	636	120
				26 001	635	120
Siretul	Confl. Bîrladul	644,1	18	33 335	543	109
Bîrladul	Izvor	0	370	—	—	—
Bîrladul	P.h. Băcești	17,1	148	140	287	90
				441	263	91
Bîrladul	Confl. Sacovățul	32,6	129	753	254	83
Sacovățul	Izvor	0	280	—	—	—
Sacovățul	P.h. Țibana	23,0	170	130	247	71

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av	H_{med} am / av	I_{med} am / av
1	2	3	4	5	6	7
Sacovățul	Confl. Bîrlad	25,5	168	322	242	70
Bîrladul	P.h. Negrești	36,6	112	811	252	81
Bîrladul	P.h. Vaslui	71,4	96	1 590	237	78
Bîrladul	Confl. Vaslui	71,7	95	1 591	237	78
				2 231	236	82
Vasluiul	Izvor	0	340	—	—	—
Vasluiul	P.h. Moara Domnească	53,3	105	520	244	89
Vasluiul	P.h. Vaslui	62,8	97	638	233	90
Vasluiul	Confl. Bîrladul	63,8	95	641	233	90
Bîrladul	Confl. Crasna	89.6	88	2 680	235	84
				3 244	233	83
Crasna	Izvor	0	375	—	—	—
Crasna	P.h. Mînjești	51,0	94	390	227	86
Crasna	Confl. Bîrlad	62,0	88	564	225	79
Bîrladul	P.h. Podu Doamnei	96,1	83	3 506	232	82
Bîrladul	P.h. Roșiești	100,6	82	3 317	232	82
Bîrladul	P.h. Bîrlad	140,0	60	4 066	226	80
Bîrladul	Confl. Tutova	166,4	54	4 533	220	77
				5 215	226	78
Tutova	Izvor	0	410	—	—	—
Tutova	P.h. Rădeni	16,4	152	172	290	118
Tutova	P.h. Bogești	51,3	100	499	271	100
Tutova	P.h. Pogonești	79,4	65	668	253	93
Tutova	Confl. Bîrlad	86,4	54	682	249	91
Bîrladul	Confl. Pereschiv	172,4	52	5 254	224	78
				5 494	223	78
Pereschivul	Izvor	0	425	—	—	—
Pereschivul	P.h. Ghidigeni	45,0	53	234	207	75
Pereschivul	Confl. Bîrlad	47,0	52	241	206	75
Bîrladul	Confl. Berheci	190,4	43	5 600	222	77
				6 644	226	78
Berheciul	Izvor	0	410	—	—	—
Berheciul	P.h. Feldioara	60,3	89	491	270	84
Berheciul	Confl. Zeletin	72,3	75	544	263	80
				963	260	89
Zeletinul	Izvor	0	430	—	—	—
Zeletinul	P.h. Galbeni	48,5	81	389	278	110
Zeletinul	Confl. Berheciul	81,0	75	419	255	100
Berheciul	Confl. Bîrladul	89,3	43	1 044	249	85
Bîrladul	P.h. Tecuci	205,9	31	6 775	223	77
Bîrladul	Confl. Siretul	246,9	18	7 354	214	72
Siretul	Confl. Putna	650,0	12	33 375	542	109
				36 117	540	116
Putna	Izvor	0	1 750	—	—	—
Putna	P.h. Tulnici I.	34,5	430	360	1007	300
Putna	P.h. Prisaca (Amonte Zăbala)	50,5	315	503	881	267
Zăbala	Izvor	0	1 640	—	—	—

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CONTINUAREA TABELULUI

Riu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av	H_{med} am / av	I_{med} am / av
1	2	3	4	5	6	7
Zăbala	P.h. Nereju	44,0	537	255	1 151	276
Zăbala	P.h. Prisaca (Copac)	66,3	302	545	961	265
Zăbala	Confl. Putna	66,5	302	546	960	264
Putna	Prisaca (aval)	52	300	1 055	920	264
Putna	P.h. Colacu	56,5	280	1 085	910	261
Putna	P.h. Burca	66,5	220	1 268	842	252
Putna	Confl. Milcovul	121,0	34	1 604	700	204
				2 062	623	193
Milcovul	Izvor	0	720	—	—	—
Milcovul	P.h. Vulcăneasa	29,5	250	172	568	202
Milcovul	P.h. Mera	32,5	245	197	557	200
Milcovul	P.h. Soleşti	58	43	395	490	160
Milcovul	Confl. Putna	73,5	34	458	357	138
Putna	Confl. Rîmna	12,3	32	2 066	622	192
				2 491	562	169
Rîmna	Izvor	0	690	—	—	—
Rîmna	P.h. Ciorăşti Jiliştea	51,0	52	380	290	68
Rîmna	Confl. Putna	63,0	32	424	266	62
Putna	Boţîrlău	130	22	2 531	551	166
Putna	Confl. Siretul	146,5	12	2 742	512	154
Siretul	P.h. Lungoci	651,8	12	36 122	540	116
Siretul	Confl. Rîmnicul Sărat	656,2	11	36 150	539	116
				37 094	532	115
Rîmnicul Sărat	Izvor	0	1 310	—	—	—
Rîmnicul Sărat	P.h. Dumitreşti	33,1	300	196	758	186
Rîmnicul Sărat	P.h. Al. Odobescu	40,7	250	321	670	161
Rîmnicul Sărat	P.h. Rîmnicul Sărat	70,4	115	423	592	141
Rîmnicul Sărat	Confl. Coţatcu	114,5	33	592	421	102
				853	353	82
Rîmnicul Sărat	P.h. Tătaru	134,5	15	935	318	77
Rîmnicul Sărat	Confl. Siretul	139,5	120	943	319	75
Siretul	P.h. Corbul Vechi	678,4	10	37 360	532	110
Siretul	Confl. V. Gerului	682,1	9	37 802	527	111
				38 807	523	109
Siretul	Confl. Suhu	683,1	9	38 115	523	109
				38 494	520	109
Siretul	Confl. Buzăul	690,8	8	38 546	520	108
				43 289	520	112
Buzăul	Izvor	0	1 800	—	—	—
Buzăul	P.h. Vama Buzău	19,7	750	113	1 093	292
Buzău	P.h. Sita Buzău	41,7	669	360	917	208
Buzău	P.h. Harţagu	49,4	600	491	923	216
Buzău	Confl. Bîsca Unită	69,4	385	768	936	239
				1 544	1 040	244
Bîsca Mare	Izvor	0	1 520	—	—	—
Bîsca Mare	P.h. Varlaam	55,0	518	441	1 158	244

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av	H_{med} am / av	I_{med} am / av
1	2	3	4	5	6	7
Bîsca Mare	Confl. Bîsca Mică	55.2	518	441 / 673	1 158 / 1 161	244 / 249
Bîsca Mică	Izvor	0	1 680	—	—	—
Bîsca Mică	P.h. Brebu	34,2	689	178	1 243	234
Bîsca Mică	P.h. Varlaam	43,7	518	231	1 172	261
Bîsca Mică	Confl. Bîsca Mare	44,3	518	233	1 171	261
Bîsca Unită	P.h. Bîsca Roziliei	69,3	393	771	1 112	249
Bîsca Unită	Confl. Buzău	71,4	385	776	1 112	249
Buzăul	P.h. Nehoiaș	71,1	352	1 551	1 039	244
Buzăul	Confl. Bîsca Chiojdului	93,9	250	1 804 / 2 143	975 / 922	237 / 237
Buzăul	P.h. Măgura	118,8	173	2 470	859	218
Buzăul	Confl. Slănic	136,1	133	2 751 / 3 172	800 / 767	208 / 206
Slănicul	Izvor	0	1 160	—	—	—
Slănicul	P.h. Vintilă Vodă	31,8	310	213	771	233
Slănicul	P.h. Cernătești	61,7	141	413	558	198
Slănicul	Confl. Buzăul	66,7	133	421	551	195
Buzăul	P.h. Buzău	147,6	94	3 492	722	196
Buzăul	Confl. Cîlnău	149.7	89	3 516 / 3 720	719 / 697	194 / 191
Cîlnăul	Izvor	0	870	—	—	—
Cîlnăul	P.h. Zilișteanca	34,5	158	178	349	144
Cîlnăul	P.h. Potîrnicheşti	39,0	151	186	339	136
Cîlnăul	Confl. Buzăul	48,5	89	204	322	125
Buzăul	P.h. Săgeata	165	67	3 846	679	185
Buzăul	P.h. Baniţa	187	51	4 008	623	169
Buzăul	P.h. Cîineni	243	39	4 240	565	153
Buzăul	P.h. Racoviţă	293	20	4 500	545	140
Buzăul	P.h. Mihail Kogălniceanu	296,4	19	4 526	541	139
Buzăul	P.h. Latinu	327,0	13	4 714	498	135
Buzăul	Confl. Siret	334,4	8	4 743	479	134
Siretul	P.h. Şendreni	720,1	2	43 933	516	110
Siretul	Confl. Dunărea	725,8	2	44 014	515	110

numai extremităţile nordice (Suceava, Soloneţ, Bistriţa Aurie) şi cele sudice (Buzăul) primesc o umezire mai bogată, în bazinul lor fiind prezente raioanele de tip II, III, IV şi V (v.fig.20). Cantitatea medie a precipitaţiilor în regiunile versanţilor estici ai Carpaţilor Orientali variază între 650 şi 1 000 mm, scurgerea medie între 120 şi 550 mm, iar evapo-transpiraţia între 400 şi 530 mm. Aceste elemente sînt în funcţie de altitudine şi de expoziţia faţă de circulaţiile diferitelor tipuri de mase de aer. Ca o particularitate esenţială merită să reţinem, că valorile cele mai reduse ale umezirii regiunilor se întîlnesc în zona interioară, depresionară a Carpaţilor Orientali (Mureşul, Oltul superior, Bistriţa, Moldova în cursul lor

TABELUL 130

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale riurilor din bazinul Siretului

Rîul	Post hidrometric	S baz. (km²)	H.med. (m)	Q_0 (m³/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Observ.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Siret	Șerbănești	1 994	529	11,5	690	183	507	57	
Suceava	Brodina	360	965	3,46	800	302	498	90	
Soloneț	Pârhăuți	205	471	0,94	649	144	505	40	
Suceava	Iţcani	2 377	613	13.0	682	172	510	49	
Suceava	Liţeni	2 602	585	14.1	678	170	508	48	
Șomuzul Mare	Dolhești	444	301	1.43	610	102	508	27	
Siret	Lespezi	5 945	510	27.2	652	144	508	43	
Moldova	Fundul Moldovei	294	1 084	2,76	770	297	473	86	
Moldova	Cîmpulung	565	1 046	4,62	720	257	463	80	
Moldova	Prisaca Dornei	657	1 022	5,94	746	285	461	89	
Moldovița	Dragoșa	479	935	3,85	767	253	514	76	
Rîșca	Boroaia	243	588	1,50	707	195	512	56	
Moldova	Roman—Tupilați	4 316	684	26,2	698	191	507	62	
Bistrița Aurie	Dorna Giumalău	721	1 266	11,6	934	507	427	160	
Dorna	Dorna Cîndreni	558	1 156	6,35	843	359	484	120	
Neagra Șarului	Șarul Dornei	291	1 271	4.12	850	445	405	145	
Bistrița	Dorna Arini	1 687	1 212	22,3	861	417	444	130	
Neagra	Broșteni	328	1 232	3,87	795	372	423	110	
Bistrița	Fărcașa	2 901	1 170	30,0	821	325	496	99	
Bistricioara	Grințieș	680	1 030	4,12	690	191	499	54	
Bistricioara	Bistricioara	777	1 021	5,0	700	203	497	60	
Izvorul Muntelui	Izvorul Muntelui	25	1 030	0,18	730	227	503	—	
Bistrița	Cîrnu-Bicaz	4 034	1 116	39,3	794	308	486	100	
Bicaz	Bicaz	559	1 034	4,28	745	242	503	75	
Tarcău	Moara Ianoș	379	1 010	2,66	740	221	519	60	
Cracău	Slobozia	394	586	1,34	640	107	533	30	
Siret	Răcătău	19 639	622	1,08	691	173	518	55	
Trotuș	Ghimeș-Făget	376	1 099	2,92	740	245	495	70	
Trotuș	Goioasa	767	1 040	5,23	720	215	505	67	
Asău	Asău	198	956	1,69	768	269	499	80	
Uz	Poiana Uzului	335	1 060	3,79	848	356	492	106	
Trotuș	Tîrgu Ocna	1 868	938	13,6	740	230	510	75	
Oituz	Bogdănești	314	731	2,93	810	294	516	92	

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITARA LIBRARY

Caşin	Suseni	212	710	2,25	840	335	505	85
Tazlău	Helegiu	1 003	522	4,65	675	146	529	42
Tazlău	Slobozia	1 093	508	4,90	670	142	528	40
Trotuş	Rădeana	3 948	725	25,0	715	199	516	62
Siret	Cosmeşti	25 322	643	133,0	688	168	520	53
Sacovăţ	Şofroneşti	298	243	0,32	505	34	471	6
Bîrlad	Negreşti	811	252	0,92	500	36	464	2
Vaslueţ	Moara Domnească	520	244	0,72	520	44	476	9
Bîrlad	Bîrlad	4 066	226	3,75	490	29	471	5
Berheci	Feldioara	491	270	0,74	510	47	463	9
Zeletin	Galbeni	389	278	0,70	525	57	468	11
Bîrlad	Tecuci	6 775	223	6,38	495	30	466	5
Putna	Tulnici	362	1 007	3,84	820	334	486	108
Putna	Colacu	1 085	910	8,00	740	232	508	71
Putna	Burca	1 268	842	10,6	770	263	507	77
Milcov	Goleşti	395	490	1,04	615	83	532	17
Rîmna	Groapa Tufei	180	410	0,48	620	84	536	15
Rîmna	Ciorăşti Jiliştea	380	290	0,60	565	50	515	8
Putna	Boţîrlău	2 531	551	13,4	685	167	518	38
Siret	Lungoci	36 122	540	15,3	660	155	505	35
Rîmnicul Sărat	Rîmnicul Sărat	423	592	1,60	670	119	551	29
Rîmnicul Sărat	Tătaru	935	318	2,65	651	90	561	19
Buzău	Sita Buzău	360	917	4,95	821	426	495	140
Buzău	Harţagu	491	923	5,87	880	375	505	117
Bîsca Mare	Varlaam	441	1 158	6,18	908	442	466	137
Bîsca Mică	Brebu	178	1 243	2,72	904	481	423	150
Bîsca Mică	Varlaam	231	1 172	3,35	888	457	431	142
Bîsca Unită	Bîsca Roziliei	771	1 112	9,82	883	403	460	121
Buzău	Nehoiu	1 551	1 039	19,4	886	394	492	118
Buzău	Măgura	2 470	859	22,1	782	282	500	83
Slănic	Cernăteşti	413	558	1,58	644	120	524	24
Cîlnău	Potîrnicheşti	186	339	0,71	670	120	550	22
Buzău	Săgeata — Bariţa	3 846	679	25,4	740	208	532	61

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

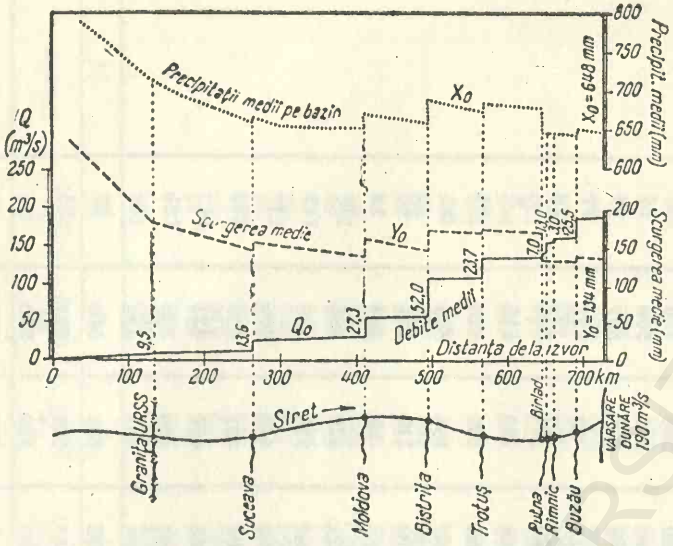


Fig. 142. Diagramele bilanțului hidrologic al Siretului (I. Ujvári, P. Gălan).

superior și mijlociu). Spre marginile vestice și în zona treptei reliefale estice ale Subcarpaților, gradienții precipitațiilor și ai scurgerii medii sînt mult mai ridicați decît în interior, ceea ce se poate sesiza mai ales în repartiția teritorială a precipitațiilor, dar se reflectă și în prezența raionului de tip V al scurgerii medii (v.fig.18, 19, 20, 21).

Evapo-transpirația variază în bazinul Siretului între limite relativ reduse. Valorile cele mai ridicate se întîlnesc în partea sudică a bazinului, în regiunea de dealuri piemontane din bazinele Rîmnic-Buzău, unde pierderile pe această cale se ridică pînă la 540—560 mm local. În general, la poalele munților se observă prezența axei evapo-transpirației maxime, care pătrunde pe teritoriul țării noastre în zona izvoarelor Jijiei și se îndreaptă spre sud pe partea dreaptă a Siretului. De la această linie spre munți evapo-transpirația scade din cauza scăderii evaporabilității, iar spre Podișul Moldovei din cauza reducerii cantității precipitațiilor disponibile pentru evapotranspirație. În general, pierderile la evapo-transpirație la aceleași altitudini în bazinul Siretului sînt mai mari decît pe versanții vestici ai Carpaților, ceea ce se explică în munți prin evaporabilitatea mai mare cauzată de descendența și încălzirea catabatică a maselor de aer.

Un fenomen azonal se observă în bazinele intramontane ale Dornelor și Bistricioarei, unde în zona de vărsare valorile scurgerii sînt mai ridicate decît în interiorul depresiunii. Aceasta se poate explica prin procesele de efilare a apelor subterane în zona de vărsare, inferioară a depresiunilor.

În bazinul Bîrladului scurgerea este foarte redusă și numai în zona de podiș, pe Vasluеț, Berheci și Zeletin depășește 30 mm.

Repartiția scurgerii în timpul anului. În bazinul Siretului scurgerea este, de asemenea, relativ uniformă. Diferențieri există din cauza fenomenelor de zonalitate verticală precum și în urma unor influențe de circulație a

maselor de aer. Astfel, în general, în Podişul Moldovei domină efectele apelor mari de primăvară timpurii, din martie, ceea ce în Carpaţii Orientali întîrzie pînă în perioada aprilie-mai, cînd apar de obicei ploile de la începutul verii, care au efecte deosebit de accentuate în aceste regiuni. În partea nordică se resimte influenţa ciclonală atlantică pe traiectoria baltică, care dă ploi abundente în iulie-august şi provoacă ploi intense şi din resursele locale de umezeală a aerului cu caracter convectiv. Aceasta duce la apariţia tipului de alimentare pluvială moderată la nord de Trotuş şi în Podişul Bîrladului (v. fig. 16). Spre sud, în bazinele Rîmnic-Buzău, perioada ploioasă de vară nu este atît de pregnant oglindită de regimul hidrologic, care se aseamănă mai mult cu tipul carpatic transilvan sau cu tipul carpatic meridional din etajul subalpin.

După cum reiese din tabelul 131, în bazinul Siretului scurgerea de vară este pretutindeni mai mare decît cea de iarnă, ceea ce se datoreşte atît tipului de alimentare, cît şi iernilor continentale reci, cu lipsa de lungă durată a scurgerii superficiale.

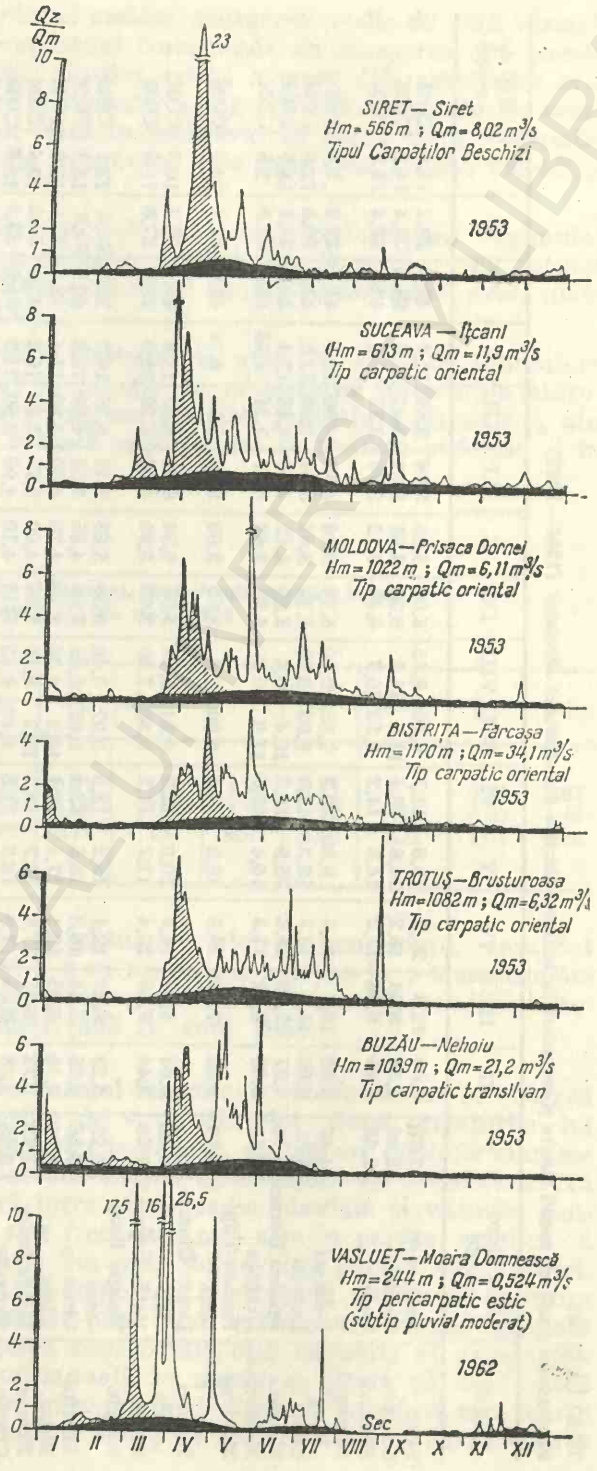


Fig. 143. Hidrografe caracteristice tipurilor de regim hidrologic din bazinul Siret (I. Ujvári).

TABELUL 131

Procentajul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din sistemul Siretului (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Siret	Şerbăneşti	2,82	6,00	12,8	20,2	13,6	11,7	8,30	9,15	5,00	3,06	3,75	3,62	12,4	46,6	29,2	11,8	COM
Suceava	Brodina	2,96	4,35	8,00	16,2	14,6	13,4	11,5	11,5	6,90	3,65	3,62	3,32	10,6	38,8	34,4	14,2	COM
Suceava	Iţcani	2,68	4,65	8,86	17,2	14,8	14,2	9,52	10,7	6,45	3,72	3,70	3,52	10,8	40,9	36,4	13,9	COM
Somuzul Mare	Dolheşti	4,47	8,83	18,1	13,4	9,60	10,3	7,65	9,20	5,15	3,70	4,80	4,80	18,1	41,1	27,2	13,6	PcE
Siret	Lespezi	3,01	6,00	11,6	18,7	13,3	13,0	8,93	8,90	5,40	3,44	3,74	3,98	13,0	43,6	30,8	12,6	COM
Moldova	Prisaca Dornei	3,46	4,07	7,60	15,8	15,8	13,3	10,4	10,4	5,90	4,42	4,30	4,55	12,1	39,2	34,1	14,6	COM
Moldoviţa	Dragoşa	2,40	3,68	6,42	17,3	16,4	15,6	11,9	10,3	5,82	3,62	3,37	3,21	9,30	40,1	37,8	12,8	COM
Moldova	Roman-Tupilaţi	2,87	3,62	7,40	16,8	15,8	14,6	9,90	12,6	5,65	3,90	3,62	3,24	9,70	40,0	37,1	13,2	COM
Bistriţa Aurie	Dorna Giumalău	3,38	3,64	5,09	14,5	20,9	12,3	9,94	9,10	5,97	5,34	5,04	4,85	11,9	40,4	31,3	16,3	COM
Dorna	Vatra Dornei	3,26	3,44	7,55	23,4	17,7	11,2	9,30	7,30	3,60	3,90	4,05	5,20	11,9	48,8	27,8	11,5	COM
Neagra	Neagra Broşteni	5,25	5,23	6,20	12,1	15,2	13,0	9,97	9,40	6,30	5,65	5,45	6,25	16,7	33,5	32,4	17,4	COM
Bistriţa	Cîrnu	3,56	4,25	5,94	16,3	18,5	13,4	9,85	8,65	5,65	4,85	4,55	4,50	12,3	40,7	31,9	15,1	COM
Bicaz	Bicaz	3,24	4,16	6,85	18,1	17,1	14,1	10,2	8,35	5,18	4,26	4,50	3,96	11,4	42,1	32,6	13,9	COM
Tarcău	Moara Ianoş	3,22	3,72	6,35	17,8	18,7	15,2	10,2	8,15	5,65	4,00	3,72	3,29	10,2	42,9	33,5	13,4	COM
Cracău	Slobozia	2,98	4,45	8,15	17,5	16,3	14,5	9,40	9,35	5,40	4,10	4,00	3,90	11,3	41,9	33,3	13,5	COM
Trotuş	Ghimeş-Făget	3,20	4,48	8,60	16,2	16,2	13,3	9,71	7,84	4,95	4,33	4,04	3,75	11,4	44,4	30,9	13,3	COM
Asău	Asău	3,16	3,85	6,56	18,3	18,3	15,7	9,30	7,82	5,10	4,06	4,00	3,85	10,9	43,2	32,7	13,2	COM
Uz	Poiana Uzului	2,64	3,85	8,15	21,4	18,9	12,3	8,60	6,85	5,07	3,94	4,40	4,10	10,6	48,5	27,7	13,2	COM+COT
Oituz	Bogdăneşti	4,00	5,10	10,0	22,8	18,1	11,3	7,70	5,64	5,17	3,10	3,84	3,25	12,4	50,9	24,6	12,1	COM+COT
Bîrlad	Bîrlad	5,09	13,4	25,4	17,7	8,17	12,3	3,64	2,88	1,89	2,22	3,60	3,71	22,2	51,3	18,8	7,70	PcE
Milcov	Goleşti	4,26	8,65	14,3	21,4	16,4	13,0	5,38	2,81	2,97	1,92	5,55	3,36	16,3	52,1	21,2	10,4	COT
Putna	Boţîrlău	4,72	8,24	9,00	17,9	18,6	12,7	5,90	4,64	6,08	4,10	5,54	4,58	15,6	45,5	23,2	15,7	COT
Rîmnicul Sărat	Tătaru	7,09	11,0	12,7	15,1	16,1	13,3	5,96	4,03	2,76	1,59	6,57	3,80	21,9	43,9	23,3	10,9	COT
Siret	Lungoci	3,39	5,08	9,35	17,8	16,1	14,5	8,60	8,05	5,02	4,07	4,32	4,12	12,6	43,3	30,7	13,4	COM
Buzău	Sita Buzău	5,50	7,45	12,5	16,4	14,6	11,3	7,53	6,00	5,07	3,53	4,62	5,50	18,5	43,5	24,8	23,2	COT
Bîsca Mică	Brebu	3,56	3,88	6,25	22,2	20,0	11,6	7,95	5,80	5,12	3,28	4,86	5,40	12,8	48,5	25,4	13,3	COT
Cîlnău	Zilişteanca	8,72	14,9	12,8	8,26	14,0	11,8	10,9	3,38	1,16	1,74	4,66	7,68	31,4	35,0	26,1	7,60	PcS
Buzău	Săgeata	5,37	8,15	10,8	18,8	15,6	12,5	7,30	4,70	3,62	2,74	5,56	4,86	18,3	45,2	24,5	11,9	COT

COM = carpatic oriental moldav; COT = carpatic oriental transilvan; PcE = pericarpatic estic; PcS = pericarpatic sudic.

În cazul *tipului carpatic oriental moldav*, scurgerea medie de vară variază între 28 și 35%, ceea ce procentual corespunde cu scurgerea din zonele alpine. În privința alimentării rîurilor există o mare diferență între cele două tipuri de regim, ceea ce se oglindește și în valorile absolute ale scurgerii, aceasta fiind mult mai mică în Moldova. În cazul tipului carpatic oriental, ponderea scurgerii de primăvară este mult mai redusă (38-46%) decît la alte tipuri.

Scurgerea de primăvară are un rol mai mare în formarea regimului hidrologic al tipului de regim *carpatic oriental transilvan* din zona cotului carpatic, unde ea atinge 43-50% și în cazul tipului *pericarpatic estic*, unde depășește 50% (v. tabelul 131).

Regimul hidrologic al cursului Bistriței, în aval de lacul de acumulare Izvorul Muntelui, este dirijat în funcție de necesitățile impuse de hidrocentrale. Avînd în vedere că scurgerea Bistriței reprezintă circa 25% din scurgerea Siretului inferior, această regularizare se resimte puternic și în regimul colectorului.

TABELUL 132

Regimul natural și regimul regularizat al Bistriței. Coeficienții modulului lunari la Fărcașa (a) și la U.H.E. V. I. Lenin (b) pe anul 1964

Luna	(a)	(b)	Luna	(a)	(b)	Luna	(a)	(b)	Luna	(a)	(b)
I	0,23	1,08	IV	2,18	0,47	VII	1,85	0,71	X	0,81	0,83
II	0,24	1,22	V	1,50	0,29	VIII	1,14	1,22	XI	0,83	1,49
III	0,60	2,18	VI	0,72	0,74	IX	0,92	0,94	XII	1,01	2,06

Asemenea efecte vor avea și restul lacurilor de acumulare, care sînt în construcție (Uz, Tazlău etc.), deci ne putem aștepta la o transformare esențială a regimului hidrologic al Siretului inferior, care în condiții naturale a putut fi observat numai pînă în anul 1961.

Debitele maxime anuale. În bazinul Siretului aceste fenomene se observă cu precădere în timpul viiturilor de vară, din ploi; după cercetările lui Gh. Platagea maximele din ploi depășesc pînă de trei ori debitele maxime provenite din topirea zăpezilor din timpul apelor mari de primăvară. Nu este greu să facem o legătură între alimentarea pluvială și viiturile deosebit de distrugătoare, care sînt frecvente mai ales în partea nordică a versantului carpatic, în bazinele Sucevei, Moldovei și parțial ale Bistriței. Ca o curiozitate (dar nelipsit de importanță practică) putem să amintim că în timpul celor mai abundente ploi, cînd se formează viituri compuse din mai multe vîrfuri, scurgerea superficială este capabilă să atingă 80-90% din scurgerea medie multianuală în munți se poate să depășească această valoare de 1,5 — 4,0 ori în regiunile de dealuri. Totodată este foarte semnificativă zonalitatea verticală a scurgerii maxime de 1%, care ne arată

că eficiența scurgerii din ploi crește cu altitudinea o dată cu creșterea în acest sens a umidității solului. Într-adevăr observațiile lui Gh. Platagea ne dovedesc că în Cîmpia Siretului și în regiunea deluroasă, coeficientul de scurgere a viiturilor pluviale variază în jur de 0,30 — 0,50, iar în munți între 0,60 și 0,80 (187). Corelațiile scurgerii maxime cu asigurări diferite cu suprafețele bazinelor de recepție ne oglindesc legea mai sus amintită a creșterii valorilor la nord de Bistrița. Aceste caracteristici se oglindesc bine și din datele de bază calculate de Gh.Platagea pentru o perioadă relativ scurtă (6—15 ani) pentru bazinul Siretului, dar care include și anul 1955 cu viituri deosebite.

Privind în general scurgerea maximă specifică redată în tabelul 130 se poate observa diversitatea mare a valorilor și dependența lor de mărimea bazinelor de recepție. Siretul, fiind cel mai mare rîu interior al țării noastre, la vărsare are debite specifice maxime de abia 50—52 l/s/km², ceea ce se datorește asincronicității formării scurgerii în timp și diversității abundenței ei în spațiu.

Scurgerea și debitele minime. În perioada de observații 1951—1967 s-au produs o serie de etape secetoase, caracteristice pentru formarea scurgerii minime și de secare a rîurilor. Dintre perioadele secetoase mai îndelungate amintim anii 1951, 1953, 1954, 1960, 1963 și 1964. Lunile cu scurgere medie deosebit de redusă sînt ianuarie și februarie în Carpații Orientali și august în Podișul Bîrladului. În zona Cotului Carpatic, scurgere foarte redusă se observă la sfîrșitul perioadei calde (IX-XII). Debitele minime decadale și zilnice se observă pretutindeni în lunile de iarnă, exceptînd poate regiunea subcarpatică a Vrancei, unde ele se produc toamna.

Analizînd scurgerea lunară minimă, observăm că debitele minime specifice mediei lunare în profil anual nu depășesc 3—4 l/s/km² pînă la altitudinea de 1600 m (v.fig. 39), iar rîurile care au altitudine medie mai mică de 300—400 m ajung pînă la secare. Corelațiile din fig. 38, reflectă o zonalitate latitudinală a abundenței scurgerii minime, deci și a alimentării subterane în perioadele secetoase. În partea nordică a bazinului, scurgerea minimă este în general mai ridicată decît în sud.

Datele de bază din tabelul 133 privitoare la scurgerea minimă din bazinul Siretului ne arată cît de importante sînt în regimul hidrologic viiturile de vară. Scurgerea medie lunară minimă cu asigurare de 95% depășește vara cu 1,5 — 4 ori pe cele din perioada rece și de toamnă, în care se produc minimele anuale. Această caracteristică creează condiții favorabile pentru realizarea unor sisteme de lacuri de retenție mai mici, mai ales în regiunile de munte. Din cauza scurgerii reduse în Podișul Bîrladului sînt eficiente numai retențiile mai mari, care pot să rețină cantități de seamă de ape din perioada apelor mari de primăvară.

În bazinul Siretului seacă rîuri cu suprafețe bazinale mari. Între cele cu secare semipermanentă amintim Bîrladul pînă la Bîrlad (4 022 km²), Șomuzul Mare, Șomuzul Mic, Cracău, Tazlău, Șușița, Rîmnicu Sărat, Slănic și afluenții lor pe sectoarele cu alimentare subterană slabă (v. fig. 41). Dintre rîurile care seacă anual în perioadele secetoase, amintim Vasluiul, Sacovățul, Tutova, Rahova, Berheci, Zeletin, Tecucel, Geru, Suhu, Cîlnău etc.

Avînd în vedere posibilităţile de dezvoltare a localităţilor, de amplasare a obiectivelor industriale, de dezvoltare a irigaţiilor în luncile rîurilor, a pisciculturii în bazinul Bîrladului, debitul disponibil al rîurilor din sistemul lui trebuie mărit prin captări din Siret şi Prut. Acumulările din aceste regiuni ar putea servi şi pentru reţinerea acestor rezerve de suplimentare pentru a asigura evitarea secetelor, destul de frecvente în această regiune.

Temperatura apei. Rîurile au o zonalitate latitudinală destul de caracteristică în tot bazinul Siretului. Din analiza hărţii temperaturii medii a aerului din luna ianuarie (cea mai rece) se observă existenţa unor întrepătrunderi ale climei Provinciei est-europene cu cele Central- şi sud-europene în bazinele Buzău, Rîmnic, Putna, în sensul formării unei fîşii cu inversiuni termice de iarnă frecvente în zona subcarpatică. La nord, clima continentală are o pondere mai însemnată, care se manifestă prin perioade mai lungi cu temperatura apei în jur de 0°C, cu fenomene de îngheţ iarna dar cu temperaturi ridicate vara.

În fig. 45 se poate urmări repartiţia teritorială a temperaturii medii anuale, precum şi diagramele temperaturilor medii lunare. Din toate aceste materiale se evidenţiază clar zonalitatea altitudinală şi latitudinală a regimului termic.

Valorile maxime ale temperaturii înregistrate variază de la 18—20°C în zona de izvoare aBistriţei pînă la 38°C Rîmnicul Sărat—Tătaru, în funcţie de legile amintite.

Fenomenele de îngheţ. Gheaţa la mal, scurgerea sloiurilor de gheaţă, năboiul, încep să apară deja la începutul lunii noiembrie în zona izvoarelor Bistriţei, Sucevei, Moldovei, şi pe la sfîrşitul lunii în regiunile joase (fig. 47). Data medie de apariţie a gheţii se observă însă mai tîrziu, variind de la mijlocul lui noiembrie pînă la mijlocul lui decembrie, în ordinea amintită.

Podul de gheaţă suferă în mod normal o întîrziere de una pînă la trei săptămîni faţă de data medie a apariţiei fenomenelor de îngheţ şi există multe sectoare (necartate încă) unde el nici nu se formează cu regularitate din cauza vitezei mari a apei şi alimentării subterane. El se formează mai uşor pe pîraiele cu debite şi viteze mici din Podişul Bîrladului (decada a II-a din decembrie) şi în cazul rîurilor din nordul ţării. Pe Bistriţa inferioară, pe Moldova, pe Siret în avale de primirea Moldovei, pe Trotuşi, Putna şi Buzău data medie a formării podului de gheaţă variază între decada a III-a din decembrie şi decada I din ianuarie. Dispariţia podului de gheaţă se produce în sens invers între decadele III din februarie şi decada I, din martie.

Din cele expuse mai sus reiese că podul de gheaţă are durata cea mai mare în nord-vestul şi estul bazinului cu o durată de 60—90 de zile, iar în rest — între 25 şi 60 de zile.

Fenomenele de îngheţ dispar din bazinul Siretului cu două-trei săptămîni mai tîrziu la aceleaşi altitudini, decît în partea vestică a ţării. În timpul iernilor întîrziate, dispariţia gheţii se observă la sfîrşitul lui martie (decada a III-a), iar în zona de izvoare a Bistriţei se prelungeşte pînă în a II-a decadă, din aprilie. Data medie de dispariţie a gheţii se observă în zona de podiş, în decada a II-a din martie, iar în nord, în munţi, în a III-a

TABELUL 133

Debitele şi scurgerea minimă pe riurile din bazinul Siret

Riul	Post	Debit medii lunare minime				Anual specific (1/s/km²) asig. 95%	Debit min. pe zi asig. 95% (perioada caldă) (m³/s)
		Perioada rece		Perioada caldă			
		Q_{min} (m³/sec.)	Data prod. luna, anul	Q_{min} (m³/sec.)	Data prod. luna, anul		
Siret	Şerbăneşti	0,75	II.1954	1,58	VIII.1963	0,38	1,00
Suceava	Brodina	0,40	XII.1963	0,68	X.1967	1,10	0,192
Suceava	Iţcani	1,71	I.1964	2,43	IX.1963	0,72	0,620
Soloneţ	Părhăuţi	0,14	II.1954	0,16	X.1958	0,68	0,125
Şomuzul Mare	Dolheşti	0,10	II.1954	0,26	X.1963	0,22	0,140
Şiret	Lespezi	3,64	I.1964	4,48	X.1952	0,62	309
Moldova	Fundul Moldovei	0,44	I.1964	0,59	IX.1963	1,49	—
Moldova	Prisaca Dornei	1,01	I.1964	1,31	X.1950	1,55	1,10
Moldoviţa	Dragoşa	0,46	I.1954	0,67	XI.1963	0,97	0,46
Moldova	Tupilaţi-Roman	3,32	II.1954	4,50	XI.1963	0,76	4,05
Bistriţa Aurie	Dorna-Giumalău	1,82	I—II.1954	2,40	X—XI.1961	2,51	—
Dorna	Vatra Dornei	0,64	II.1954	1,06	X.1965	1,07	—
Bistriţa	Dorna Arini	3,25	II.1954	4,57	X.1961	1,94	3,50
Neagra	Neagra Broşteni	0,92	I.1963	1,44	X.1954	2,78	0,89
Bistriţa	Fărcaşa	5,47	I.1954	6,82	XI.1963	1,89	4,65
Bistricioara	Grinţieş	0,95	I.1964	1,15	IX.1963	1,40	0,490
Bistriţa	Cîrnu-Bicaz	10,5	I.1954	11,7	XI.1963	2,60	9,09
Bicaz	Bicaz	0,52	I.1954	0,87	XI.1961	0,93	0,42
Tarcău	Moara Ianoş	0,46	II.1959	0,52	X.1950	1,21	0,37
Cracău	Slobozia	0,000	I—II.1954 62,64	0,000	X.1963	0,000	0,000
Siret	Răcătău	12,7	I.1963	23,3	X.1961	0,65	18,6
Trotuş	Ghimeş Făget	0,27	I.1969	0,53	X.1963	0,72	0,44

Trotuș	Goioasa	0,83	XV.1963	1,26	XI.1963	1,08	1,00
Asău	Asău	0,13	1,XII.1963	0,17	IX.1963	0,65	0,14
Uz	Poiana Uz	0,33	I.1951	0,72	XI.1963	0,98	0,40
Trotuș	Tg. Ocna	1,29	I.1964	2,50	IX,XI.1963	0,69	2,10
Oituz	Bogdănești	0,19	I.1954	0,34	IX.1963	0,61	0,22
Tazlău	Slobozia	0,09	I.1954	0,48	IX.1962	0,083	0,14
Trotuș	Rădeana	2,64	I.1964	2,64	XI.1963	0,68	1,85
Bîrlad	Negrești	0,000	I,II.1954	0,02	IX,X.1959	0,000	0,001
Vasluеț	Moara Domnească	0,000	I,II.1954	0,01	IX.1962	0,000	0,000
Bîrlad	Bîrlad	0,11	II.1954	0,18	IX.1962	0,027	0,008
Berbeci	Feldioara	0,07	I.1954	0,04	VIII.1958	0,082	0,001
Bîrlad	Tecuci	0,19	II.1954	0,29	IX.1953	0,028	0,12
Putna	Tulnici	0,40	II.1964	0,43	IX.1963	1,11	0,40
Putna	Burca	0,59	I.1964	1,26	IX.1963	0,47	0,66
Rîmna	Ciorăști	0,000	I—II.1954	0,000	VIII—IX.1952 52, 58, 63	0,000	0,000
Milcov	Golești	0,01	I.1964	0,01	IX.1963	0,025	0,001
Putna	Boțîrlău	3,86	XII.1951	2,61	IX.1950	1,02	1,85
Siret	Lungoci	16,00	II.1964	33,1	X.1963	0,44	23,9
Rîmnicul-Sărat	Tătaru	0,000	II.1954	0,000	VIII—IX. repetat	0,000	0,000
Buzău	Sita Buzău	0,56	I.1964	0,81	XI.1963	1,56	0,50
Bîsca Mică	Brebu	0,30	II.1954	0,38	XI.1951	1,68	0,25
Buzău	Nehoiu	2,20	II.1954	3,13	XI.1953	1,40	2,18
Buzău	Măgura	2,45	I.1964	3,29	XI.1953	0,99	—
Slănic	Cernătești	0,010	I—II.1964	0,10	IX.1953	0,024	0,000
Buzău	Săgeata	2,10	II.1954	0,20	VIII.1965	(folosințe)	—

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

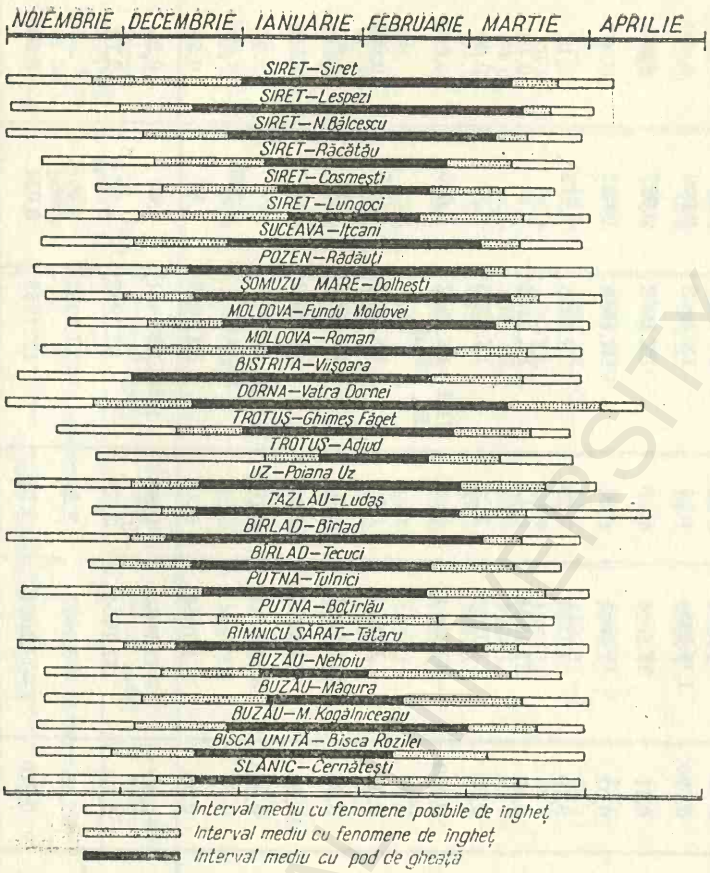


Fig. 144. Diagramele caracteristice ale fenomenelor de îngheț din bazinul Siret (I. Ujvári).

decadă din martie și decada I din aprilie. Conform acestor caracteristici, durata medie a fenomenelor de îngheț în nord, în munți, este peste 110 zile, în nordul Podișului Moldovei 80—100 de zile, iar în sud între 50 și 80 de zile.

Cu stabilitate continentală, cu durată lungă se caracterizează fenomenele de îngheț în zona de izvoare a Buzăului, Putnei, Oituzului, Trotușului, unde se resimte efectul stagnării maselor de aer rece, iarna cu numeroase inversiuni, proprii și depresiunilor Ciucurilor și Brașov-Trei Scaune.

Scurgerea solidă. Producerea acestui fenomen depinde în Carpații Orientali în mare măsură de rezistența rocilor de bază și de alți factori fizico-geografici. Datele de observații obținute pentru rîurile care străbat flișul paleogen cretacic ne indică o eroziune moderată însă în flișul neogen, în formațiunile Subcarpaților, mai ales în depresiunile de contact, din bazinele rîurilor Putna, Rîmna, Rîmnicul Sărat, Slănic, Cîlnău, intensitatea proceselor este dezastruoasă, înregistrîndu-se turbidități medii de ordinul 5 000 — — 50 000 g/m³, și o eroziune specifică de 10 000 — 60 000 kg/ha/an. Aceste

valori, unice în ţara noastră, se datoresc însă nu numai rezistenţei slabe a rocilor, a tectonicii complicate, ci şi distrugerii masive a pădurilor (Ţara Vrancei), mai ales pe la începutul secolului nostru.

Datele cuprinse în tabelul 144 sînt rezultatele observaţiilor din perioada 1952—1967.

TABELUL 144

Turbiditatea apei şi eroziunea specifică în bazinul Siretului 1952—1967 (282)

Rîul	Post	Valori medii (1952—67)			
		Q (m^3/s)	R (kg/s)	ρ (g/m^3)	r t/ha/an
1	2	3	4	5	6
Siret	Serbăneşti	11,5	6,50	565	1,14
Suceava	Iţcani	13,4	6,70	500	0,90
Siret	Lespezi	28,8	17,1	595	0,90
Moldova	Prisca Dornei	6,14	1,20	195	0,57
Bistriţa	Dorna Giumalău	11,6	1,45	125	0,64
Dorna	Dorna Cîndreni	6,45	0,56	87	0,32
Bistriţa	Dorna Arini	22,8	3,0	130	0,56
Bistriţa	Cotîrgaşi	30,3	4,40	145	0,56
Cracău	Slobozia	1,41	1,10	780	1,13
Siret	Răcătău	1,10	70	635	1,12
Trotuş	Goioasa	5,66	3,25	575	1,32
Tazlău	Slobozia	5,40	5,50	1 020	1,59
Trotuş	Rădeana	25,8	18,0	700	1,43
Bîrlad	Negreşti	0,94	3,00	3 200	1,10
Bîrlad	Bîrlad	3,88	7,60	1 960	0,59
Bîrlad	Tecuci	6,61	23,0	3 480	1,06
Milcov	Goleşti	1,16	12,0	10 300	9,50
Putna	Tulnici	4,01	4,80	1 200	4,15
Putna	Boţîrlău	14,0	85,0	6 070	10,1
Siret	Lungoci	159	45,00	2 820	3,80
Rîmnicul Sărat	Tătaru	2,77	40,0	14 500	12,6
Bîsca Unită	Bîsca Roziliei	10,0	6,0	600	3,46
Buzău	Nehoiu	19,9	13,5	680	2,70
Buzău	Măgura	22,6	41,0	1 820	5,17
Slănic	Cernăteşti	1,70	53,0	31 200	43,0
Cîlnău	Potîrnicheşti	0,72	34,0	47 200	56,5
Buzău	Baniţa-Racoviţa	28,6	150	5 250	11,5

Considerînd turbiditatea medie de 3 500 g/m^3 şi debitul mediu de 190 m^3/s, la vărsarea Siretului obţinem un debit mediu de aluviuni în suspensie de 665 kg/s, un debit specific de aluviuni în suspensie de 4,65 t/ha/an şi un transport anual de aluviuni spre Dunăre de 21 000 000 t/an. Aceasta depăşeşte de circa patru ori debitul de aluviuni al Oltului, de exemplu, şi reprezintă circa 29% din aluviunile Dunării la vărsare. Transformat în strat de sol îndepărtat anual, vom obţine o valoare de 0,316 mm/an. Aceasta ne dă o imagine a denudaţiei maxime, răspîndită mai ales din zona flişului neogen, din zona subcarpatică şi piemontană.

Particularităţile hidrochimice. După cum s-a mai subliniat, zona cotului carpatic reprezintă o unitate extrem de variată şi din punct de vedere geochimic, fapt ce se întipăreşte şi în particularităţile chimice ale apelor

din rîuri, ale apelor freatice şi din lacuri. În restul bazinului, în zona şisturilor cristaline din M.Rodnei, în flişul central cretacic-paleogen şi în Podişul Bîrladului, nu se pun probleme deosebite, dominînd ape cu mineralizare slabă, mijlocie sau mai ridicată, de tipul carbonatic din grupa calciului sau cu slabe tendinţe spre sulfatare, mai ales în regiunile secetoase. Masivele de sare din zona diapirică (azonală) îşi lasă amprenta într-un grad diferit în compoziţia chimică a apelor din rîuri, ceea ce se poate urmări din tabelul 145.

Poluarea rîului Siret şi al afluenţilor nu este prea accentuată. Aceasta se explică prin faptul că debitele Siretului şi ale afluenţilor în sectoarele de deversare a apelor industriale sînt relativ mari, deci prin diluţie efectul lor negativ se reduce.

Conţinutul oxigenului dizolvat nu scade de obicei sub 5 mg/l, iar plafonul este în jur de 14 mg/l. Oxidabilitatea (permanganat) variază, de asemenea, între limite admise (5—20 mg/l) fiind mai mare abia după primirea Sucevei (29 mg/l).

Pe *Suceava*, poluări mai însemnate se observă în aval de Suceava, unde din cauza apelor fecaloid, menajere şi industriale oxidabilitatea creşte pînă la 70 mg/l, iar oxigenul scade pînă la 2 mg/l.

Pe *Moldova*, în aval de Timişeşti, creşte gradul de mineralizare şi duritate a apelor (pînă la 17°CaO). Înrăutăţirea cea mai accentuată se produce în dreptul oraşului Roman, la vărsare, însă şi aici rămîne între limite admise (oxidabilitate 3—11 mg/l O_2).

Pe *Bistriţa*, în amonte de Cîrlibaba, rîul are apă curată, carbonatată, cu mineralizare mică. Această caracteristică a mineralizării se schimbă după primirea unor serii de izvoare sulfatice (Neagra, Neagra Şarului, Dorna), dar rîul rămîne cu apă curată pînă în aval de Piatra Neamţ. Industriile din cursul inferior al Bistriţei contribuie la mărirea mineralizării (pînă la 900 mg/l), la creşterea conţinutului în sulfaţi, cloruri. Astfel, la Bacău oxidabilitatea creşte pînă la 100 mg/l.

Pe *Trotuş*, apele carbonatate cu mineralizare redusă se menţin pînă la Comăneşti, unde primeşte apele industriei locale. Oxigenul dizolvat scade pînă la 1 mg/l, iar oxidabilitatea creşte pînă la 60 mg/l şi se produce dominarea ionilor de sulfaţi. Primele cantităţi mai mari de cloruri sînt aduse de afluenţii săi, ca Uzul şi Slănicul, a căror mineralizare atinge 2000 mg/l. În amonte de oraşul Gh.Gheorghiu-Dej creşte reziduul fix, rîul primeşte noi cantităţi de NaCl prin Oituz şi Caşin. Oraşul influenţează chimismul rîului prin industria sa petrochimică. În aval se observă o puternică autoepurare.

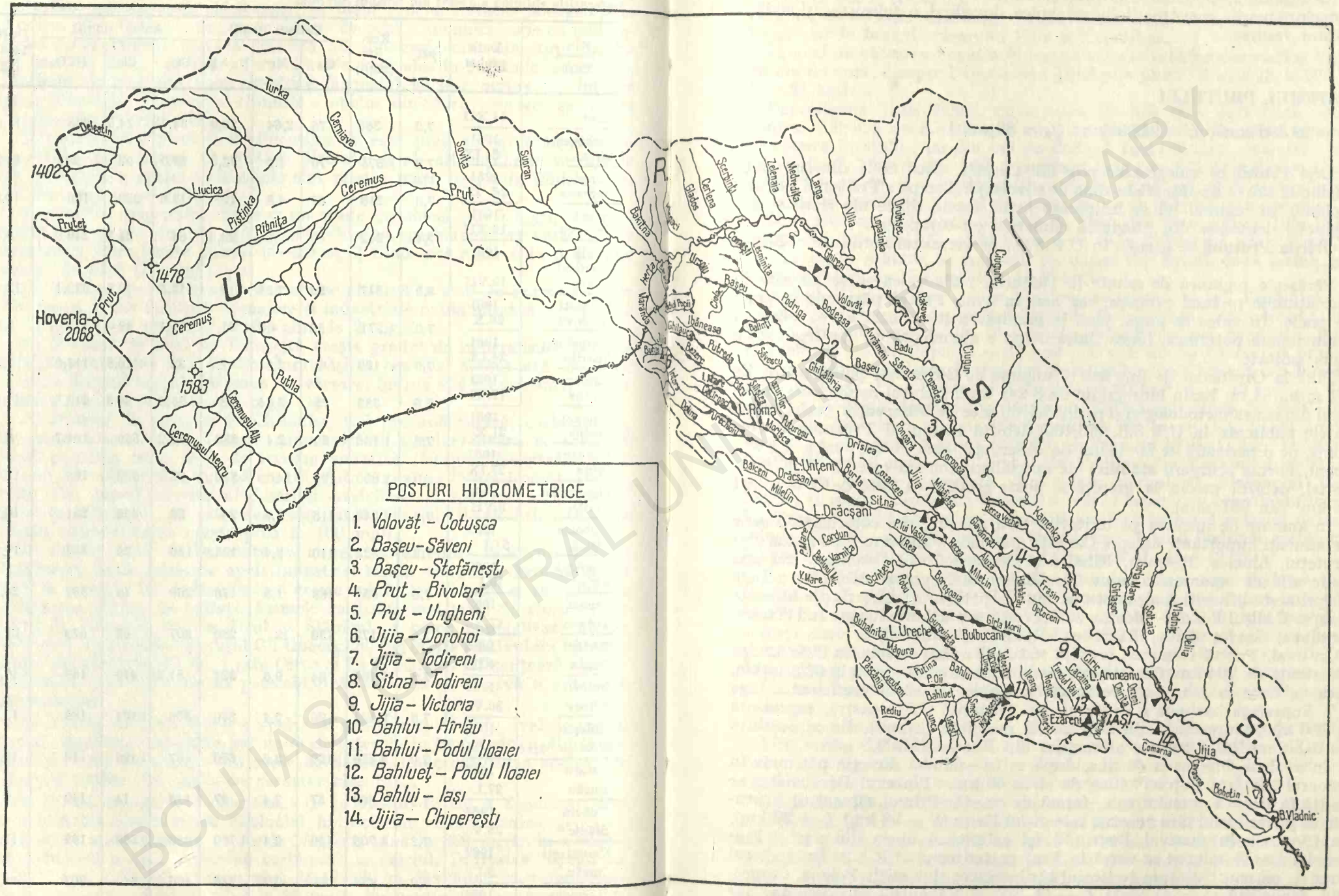
Pe *Buzău*, calitatea bună a apelor se menţine chiar şi în aval de oraşul Buzău. Modificări esenţiale dar naturale intervin în lungul rîului din cauza afluenţilor săi din stînga, din avale de Sărata, unde din cauza apelor din miocenul salifer rîul primeşte caracter clorurat.

Pe *Bîrlad*, sursele de impurificare de la Vaslui, Bîrlad şi Tecuci nu duc la modificări esenţiale ale tabloului hidrochimic. Mineralizarea generală naturală a apei creşte în avale de Negreşti pînă la 880 mg/l, în compoziţia chimică a apei dominînd carbonaţii şi calciul. Duritatea apelor în schimb este ridicată, ajunge pînă la 18—30 gg. Oxidabilitatea (permanganat) pe sectoare creşte pînă la 39 mg/l, iar conţinutul în oxigen dizolvat în avale de Tecuci scade pînă la 2 mg/l.

TABELUL 145

Compoziția chimică a apelor din bazinul Siretului

Rîu / Post	Data probei	pH	Rez. fix (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni (mg/l)			Durit. totală (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
Siret	14.XII 1961	7,2	280	75	2,64	26,0	34,2	24,5	225	11,2
Șerbănești Siret	2. IX 1961	7,3	375	70	1,2	72,0	25,0	92	207	10,9
Lungoci Suceava	26. IX 1961	7,6	218	65	4,8	12	12,8	282	189	10,9
Iţcani Suceava	12.XII 1961	7,4	242	63	2,64	22,3	64	24,5	140,9	9,3
Brodina Somuzul Mare	19.VII 1961	8,0	517	80	2,35	110	112,5	18,8	372,1	12,4
Dolheşti Moldova	26.X 1961	7,0	371	55	4,6	61	181,4	49	114,07	8,9
Cîmpulung Bistriţa	24.IX 1961	7,0	163	49	2,3	7,6	32	18,8	114,07	7,3
Viişoara Trotuş	17.XI 1961	7,6	353	75	2,64	48	89,6	24,5	213,5	11,2
Goioasa Trotuş	21.X 1961	7,6	1 136	50	2,4	380	51,2	550	164,7	8,9
Rădeana Oituz	27.IX 1962	7,0	1 800	100	14	570	72	936	195	17,4
Fierestrău Tazlău	5.VII 1962	7,2	1 048	116	1,8	280	32	485	231	16,8
Slobozia Bîrlad	31.I 1962	7,2	823	110	2,4	195,6	166	29	597	16,2
Negreşti Bîrlad	18.I 1962	7,6	956	168	1,8	178	269	49	567	24,0
Tecuci Tutova	17.X 1962	7,8	1 172	136	12	280	307	95	673	21,8
Rădeni Putna	4.IX 1962	7,6	1 104	64	9,6	321	51,2	470	189	10,6
Tulnici Milcov	30.VI 1962	7,0	2 564	96	2,4	870	326	1 164	189	13,7
Goleşti Rîmnicu Sărat	6.VII 1962	7,0	2 626	120	3,6	850	467	1 120	110	17,4
Tătaru Buzău	27.I. 1962	7,3	365	57	2,4	97	115	14	140	8,4
Nehoiu Slănic	25.V 1962	7,2	4 705	120	2,4	1 700	256	2 500	195	17,3
Cernăteşti Buzău	3.I 1962	7,2	935	85	2,4	245	166	344	207	11,2
Racoviţa										


POSTURI HIDROMETRICE
1. Volovăț – Cotușca
2. Bașeu – Săveni
3. Bașeu – Ștefănești
4. Prut – Bivolari
5. Prut – Ungheni
6. Jijia – Dorohoi
7. Jijia – Todirești
8. Sitna – Todirești
9. Jijia – Victoria
10. Bahlui – Hîrlău
11. Bahlui – Podul Iloaiei
12. Bahlueț – Podul Iloaiei
13. Bahlui – Iași
14. Jijia – Chipereștii
Turka
Cemîrava
Sovîla
Suoran
Prut
Ceremuș
Ribnița
Pișfinka
Liucica
Prutet
Dolestin
1402
1478
1583
Hoverla
2068
Ceremușul Alb
Ceremușul Negru
Putila
U.
R.
S.
Bantîna
Hartîa
Ursoiu
Bașeu
Podrigna
Volovăț
Bodeasa
Avrămeni
Sărata
Ghiliușca
Ibăneasa
Putreda
Săveșcu
Ghiliășăria
Badu
Ponoara
Rakovet
Ciugurul
Ciugurel
Lomînka
Vilia
Larga
Medvedka
Zelenaia
Scerbinți
Cerlena
Gladoș
Lesnînka
Comăști
Ghireni
Drăcșani
Sitna
Corancea
Drîstea
Ponoară
Coroiești
Milișăuca
Kamenka
Berza Verde
Ghiovănești
Rîpa
Alunul
Milețin
Frasin
Oplăceni
Girlău
Girlău Mare
Sătăia
Vlădiță
Delia
Girla Morii
L. Bulbucani
L. Ureche
L. Aroneanu
Cîrlig
Cazina
Fundul Vălii
Ezăreni
IAȘI
Comarna
Jijia
Bohotin
B. Vladnic
L. Roma
L. Unțeni
L. Drăcșani
Baiceni
Milețin
Dolna
Urechioara
Morăcăa
Rîburenii
Cordun
Vamița
Bahlui Mic
V. Mare
Scînteia
Roșu
Borzogaia
Buhalnița
Măgura
Furina
P. Oii
Bahlui
Bahlueț
Păscăina
Rediu
Lunca
Verana
Regiște
Valea Lupului
Valea Rîpii
Valea Rîpei
Valea Rîpii
Valea Rîpei
Valea Rîpii
Valea Rîpei

În ansamblu, sistemul Siretului prezintă mari perspective de utilizare a apelor, marile construcţii hidrotehnice dovedind o folosire raţională a acestor resurse.

SISTEMUL PRUTULUI

($S = 28\,396$ km²; $L = 952{,}9$ km; $Q_0 = 86$ m³/s)

Deşi Prutul îşi culege izvoarele din Carpaţi, circa 80% din suprafaţa bazinului său se desfăşoară în zona de silvostepă şi stepă a Podişului Podolo-Moldav. În regimul lui se întipăresc astfel fazele tipice ale rîurilor din regiunile deluroase din provincia climatică est-europeană.

Obîrşia Prutului se găseşte în U.R.S.S., pe versantul nord-estic al Cernahorei.

Părăseşte regiunea de munte la Deleatin, unde valea sa se lărgeşte în formaţiunile molasei neogene, iar mai în aval, Prutul pătrunde în zona de podiş. În valea sa largă, pînă la graniţa cu ţara noastră, se observă o aluvionare puternică, lunca rîului avînd o abundenţă de ape freatice de bună calitate.

Pînă la Orofteana de Sus are o lungime de 248,9 km, pantă medie de 6,4 m/km şi un bazin hidrografic de 8 241 km². Debitul mediu este discutabil din cauza metodologiei şi perioadei diferite de observaţii. Astfel, după datele publicate în U.R.S.S. (80,160) debitul mediu al Prutului la Cernovţî, pe o perioadă de 50 de ani de observaţii, este de 64,1 m³/s. La Ungheni, norma scurgerii stabilită de specialiştii români este de 72,5 m³/s. Astfel, debitul mediu la graniţă se poate accepta ca fiind de 67 m³/s (8,1 l/s km² sau 251 mm).

În amonte de intrarea pe teritoriul ţării noastre, rîul colectează o serie de afluenţi importanţi dinspre Carpaţii Beschido—Maramureşeni, cum sînt Pruteţul, Liucica, Piştinka, Rîbniţa şi Ceremuşul sau Ceremşan (cel mai mare afluent montan compus din Ceremuşul Negru şi Alb). Din stînga nu primeşte afluenţi mai de seamă din Carpaţi, în schimb rîurile aferente dinspre Podişul Podolo—Moldav se dezvoltă tot mai amplu spre sud (Turka, Cerniava, Soviţa, Sada, Rarancea, Rakitna şi Rîngaci).

În aval, Prutul formează graniţa naturală a ţării noastre cu U.R.S.S. pe o distanţă de 704 km. Pantele sale medii scad pe acest sector la 0,23 m/km, ceea ce duce la o meandrare foarte puternică, a cărui coeficient atinge 1,7. Suprafaţa bazinală a Prutului, pe teritoriul ţării noastre, reprezintă 10 990 km², scurgerea medie este de 28 mm (0,89 l/s/km²), din care rezultă un debit mediu al tuturor afluenţilor din România de 9,8 m³/s.

În aval de Orofteana de Sus, după ce îşi schimbă direcţia pătrunde în culoarul „Poarta Ţuţorei" lung de circa 40 km. Pintenul Darabanilor se înalţă în deapta cursului sub formă de cuestă. Primul afluent al Prutului, de pe teritoriul ţării noastre, este pîrîul Herţa ($S = 98$ km² $L = 22$ km), cu izvoarele în masivul Bour. El îşi colectează apele din vestul Pintenului Darabanilor şi se varsă în Prut pe teritoriul U.R.S.S. În sectorul cuestei, afluenţii dinspre teritoriul ţării noastre sînt mici: Poiana, Corneştiul, Işnovăţul ($S = 41$ km²; $L = 11$ km) şi Rădăuţiul sau Velniţa, iar cei din stînga pînă la poarta Ţuţorei sînt consecvenţi şi au dimensiuni

mult mai mari (pînă cca. 1 000 km²), după cum urmează: Gladosul cu Cerlana, Scerbinţi, Slalineşti, Kişla, Drencovţî, Telenaia, Medvedika, Larga, iar în lungul culoarului Vilia şi Lopatinka.

În aval de vărsarea Lopatincăi începe seria afluenţilor mai mari ai Prutului din dreapta, dinspre Depresiunea Jijiei prin pîrîul Ghireni ($S = 66$ km²; $L = 21$ km).

Depresiunea Jijiei-Bahlui, cu o reţea fluvială bine dezvoltată, este o regiune colinară delimitată spre nord de pintenul Darabanilor, spre vest de culmea Siretului, iar din sud de Podişul Tansa-Moşna, respectiv „coastele Iaşilor". Majoritatea văilor urmează linia generală de înclinare a reliefului, deci există sectoare de rîuri cu abateri spre est, unde ele devin subsecvente şi străjuite din sud de cueste înalte cu mici văi obsecvente.

Seria rîurilor mai mari colectate de Prut din Depresiunea Jijia-Bahlui începe cu *Volovăţul* ($S = 228$ km²; $L = 45$ km). Rîul nu are afluenţi mai de seamă, în schimb, la Adăşeni, pe cursul lui există două iazuri, unul cu o suprafaţă de 15 ha şi altul de 40 ha.

Başeul ($S = 961$ km²; $L = 106$ km) izvorăşte, ca şi Volovăţul, din Culmea Dărăbanilor, de lîngă Dămileni, de la 216 m altitudine. Are un sistem alungit compus din mai mulţi afluenţi dispuşi dendritic. Primii afluenţi ca Podul Popii ($S = 35$ km²; $L = 9$ km) şi Ursoiul, îi primeşte dinspre partea vestică a Pintenului Darabanilor, iar Ciolacul sau Pietrăria ($S = 57$ km²; $L = 13$ km) şi Balinţi ($S = 30$ km²; $L = 10$ km), cu două iazuri, sosesc din dreapta. La Havîrna—Tătărăşeni există în total cinci iazuri cu dimensiuni variate (56 ha, 120 ha, 30 ha, 40 ha, 38 ha) iar mai în aval se află lacul Negreni (178 ha) şi Stiubeni (20 ha). Aici, la Săveni, confluează cu cel mai mare afluent al său, Podriga ($S = 239$ km²; $L = 36$ km), din stînga. Acesta izvorăşte din partea centrală a Pintenului Darabanilor şi curge paralel cu Başeul, de care-l separă un interfluviu îngust. La Darabani există pe el un iaz de 25 ha, însă numărul vetrelor de iazuri este mult mai mare (în jur de 10). Dintre afluenţii Podrigăi menţionăm Izvoarele şi Eşanca sau Lesmîniţa ($S = 60$ km²; $L = 12$ km).

Un alt afluent mai de semă al Başeului, din stînga, este Bodeasa ($S = 92$ km²; $L = 26$ km). La vărsarea acestuia, pe Başeu există încă două iazuri mai mici, colmatate în bună parte, de circa 5 ha, iar mai în aval, în aceeaşi stare se află iazul de la Migălăşeni (60 ha). Pe acest sector primeşte şi pîraiele Avrămeni ($S = 30$ km²; $L = 11$ km) şi Sărata ($S = 40$ km²; $L = 14$ km) pe care se găsesc încă două iazuri. Başeul are scurgere semipermanentă secînd pe distanţe mari în anii şi perioadele deosebit de secetoase.

Pînă la confluenţa cu Başeul, Prutul primeşte încă o serie de rîuri cu debite scăzute din R.S.S. Moldovenească, cum sînt Rakoveţul, Suhoi Rakoveţ, Ciugurul, iar Kamenka vine în lunca externă a Prutului şi se varsă în colector, mult mai în aval, în dreptul cotului de la Trifeşti.

Următorul afluent al Prutului din dreapta este *Corogea* ($S = 185$ km²; $L = 29$ km), pe care se găsesc încă 9 iazuri în bună parte colmatate. Numai cel de la Romăneşti are încă un luciu de 10 ha. De aici în aval, Prutul, pe o distanţă de 170 km, nu mai primeşte din dreapta decît cîteva pîraie (Berza Veche, Rîioasa, Luncanilor) pînă la vărsarea Jijiei. Din partea sovietică se înşiră încă o serie de afluenţi mari, dar săraci în scurgere, ca Gîrla Mare, Vladnik, Deliia, Boloeşti, Valea Mare, Brătuleanca, Frasinul, Bar-

boieni, Grozeşti. Lunca Prutului se lărgeşte tot mai mult în aval, iar coeficientul de meandrare creşte treptat pînă la 1,6.

Jijia ($S = 5\,722$ km²; $L = 282{,}6$ km) este afluentul cu dimesiunile morfometrice cele mai mari ale Prutului, însă debitele sale medii sînt reduse (5,8 m³/s) din cauza scurgerii zonale sărace (în general sub 1,0 l/s/km²).

Izvorăşte de pe teritoriul U.R.S.S. de la altitudinea de 410 m. După un curs de circa 4 km pătrunde pe teritoriul ţării noastre, unde pînă la Dorohoi are pante medii în jur de 10 m/km; în aval însă scade deja sub 1 m/km şi chiar sub 0,3 m/km. Valea sa se lărgeşte treptat, lunca inundabilă începe să cantoneze zone cu stagnarea apelor, la bază dominînd argilele de sedimentare secundară, impermeabile. Monotonia văii este întreruptă la traversarea Pintenului Copălău, unde valea se îngustează (Truseşti—Albeşti). Scăderea şi mai accentuată a pantelor, în aval de Epureni, duce la formarea unor serii de despletiri, iar la Victoria rîul se asociază cu Prutul, devenind pînă la comuna Scropoşeni un curs de luncă externă a acestuia pe o distanţă de 100 km. Pe unele sectoare (Boşia, Ţuţora, Măcăreşti), cursul Jijiei se apropie mult de cursul Prutului, însă grindurile naturale ale Prutului şi local digurile construite nu permit vărsarea Jijiei în receptor.

Primul afluent din stînga al Jijiei, Tinca, izvorăşte şi el pe teritoriul U.R.S.S., iar Pîrîul lui Martin ($S = 32$ km²; $L = 10$ km) se naşte tocmai la graniţă.

În amonte de Dorohoi, într-un iaz amplasat pe cursul principal, în Jijia se varsă Buhaiul ($S = 136$ km²; $L = 17$ km) care prin sistemul său secundar ocoleşte partea sudică a masivului Bour. Cel mai mare dintre afluenţii săi este Intorsul ($S = 80$ km²; $L = 16$ km).

Între Dorohoi şi vărsarea Sitnei, Jijia primeşte numai afluenţi mici, cum sînt din dreapta Iazul cel Mare, Păru, Iazurilor, Lunca, toate cu bazine mai mici de 20 km² şi Dîrslea ($S = 95$ km²; $L = 20$ km). Afluenţii din stînga au dezvoltare mai mare, ca Bezercul ($S = 29$ km²; $L = 13$ km), cu Iazul Muşatescu, Putreda ($S = 40$ km²; $L = 10$ km), Tălpeni, Săvescu ($S = 28$ km²; $L = 8$ km), cu Vorniceasa, Ibăneasa ($S = 200$ km²; $L = 42$ km) cu iazurile Dragulea, Popeni, Ibăneasa, Vorniceni (50 ha), urmînd apoi Ghiţălăria, Găinăria Dîngeni şi Găinăria Buhăceni.

Sitna ($S = 925$ km²; $L = 65$ km) izvorăşte în apropierea de Şaua Bucecea—Mîndreşti, de la altitudinea de 240 m. În sectorul său superior, pînă în aval de Botoşani, primeşte numai afluenţi din stînga, cum sînt Curmătura, Dolina ($S = 26$ km²; $L = 11$ km), Urechioiu ($S = 40$ km²; $L = 15$ km) şi Morişca ($S = 190$ km²: $L = 38$ km). La Răchiţi, între Urechioiu şi Morişca, există patru iazuri importante, cu suprafeţe de 15 ha, 10 ha, 78 ha şi 30 ha, iar pe Morişca încă şapte (Iazul Mare, Starostea, Iazul Nou, Teişoara, Prilogeanu, Ghidu şi Stăuceni, ultimul la confluenţa cu Sitna). Pantele longitudinale scăzute ale Sitnei favorizează şi în aval crearea iazurilor care se înşiră aproape unul după altul pînă la confluenţa sa cu Burla. Iazul Tocileni este în curs de colmatare ca şi cel de la confluenţa cu valea Drăcşanilor, afluent din dreapta ($S = 139$ km²; $L = 28$ km). Mai în aval se întinde în schimb cel mai mare iaz din Depresiunea Jijiei, Drăcşaniul, cu barajul la Suliţa, cu o suprafaţă de 440 ha.

Unul dintre afluenţii mai mari ai Sitnei (din stînga) este Burla ($S = 166$ km²; $L = 34$ km), cunoscut şi sub numele de Ursoaia. Pe el se află

iazurile Broscăria, Mînăstireni (25 ha), Unțeni (76 ha), Soroceni (29 ha) și două vetre colmatate în aval.

În aval de confluența cu Burla, Sitna se întoarce și mai mult spre est, iar versantul din dreapta sa devine abrupt, avînd aspect de cuestă. În lunca sa largă, la Gîrbești, apare încă un iaz mai mic și primește pe ultimul său afluent mai mare din stînga : Cozancea sau Donicioaia ($S = 76$ km^2; $L = 22$ km). Sitna se varsă în Jijia la Todireni.

Pînă la confluența sa cu Miletinul, Jijia primește abia un afluent consecvent din dreapta, pe Aluza ($S = 24$ km^2; $L = 12$ km), fiind mai numeroși în schimb afluenții mici, obsecvenți, dinspre interfluviul îngust al Jijiei cu Prutul, din stînga. De pe această parte se varsă în colector Mihăeasca ($S = 28$ km^2; $L = 13$ km), Ciornohalul, Glăvănești ($S = 47$ km^2; $L = 12$ km) cu iazul Cracalia ($S = 22$ ha), Epureni ($S = 22$ km^2; $L = 9$ km) și Hărbărău.

Miletinul ($S = 663$ km^2; $L = 87$ km) izvorăște tot din Culmea Siretului superior lîngă comuna Baișa, de la altitudinea de 323 m. Se dezvoltă paralel cu Sitna și are aceleași particularități generale ca și vecinul său nordic, numai că numărul iazurilor este mai redus atît pe curs cît și în bazinul său.

În partea sa superioară, cursul Miletinului adună o serie de afluenți din dreapta, dinspre Dealul Mare al Hîrlăului (593 m). După primirea cîtorva pîraie mici (Chirivoaia, Putred) din dreapta, se varsă în Miletin-Oneaga ($S = 84$ km^2; $L = 11$ km) care prin cursul principal a despicat din nord masivul Dealul Mare în două unități: unul vestic, mai întins, mai înalt și mai fragmentat (Bereslogi-Sîngeap), cu înclinare etajată spre sud-est, și altul, mai strîmt și mai coborît în partea estică (Culmea Hoemului — 540 m), dinspre care izvorăsc majoritatea afluenților amintiți (v. fig. 145). În acest masiv se observă aproape întreaga serie a sedimentelor sarmațiene, inclusiv placa dură calcaroasă, peste care se găsesc în alternanță mare, gresii și nisipuri acvifere, care dau naștere la izvoare cu apă potabilă bună. (La Rădeni, izvoarele carstice sînt folosite și pentru irigații.) În această zonă există două iazuri mai mici, unul pe afluentul Oneagăi-Prisaca, iar altul la Cristești, la confluența Putredăi cu Miletin (10 ha).

Dintre alți afluenți veniți dinspre Dealul Mare amintim pe Varnița sau Uriceni ($S = 72$ km^2; $L = 11$ km) cu Cordunul ($S = 24$ km^2; $L = 7$ km) și Scînteia ($S = 60$ km^2; $L = 16$ km), care poartă și numele de Nacu sau Mitoc. De aici, Miletinul devine un curs subsecvent de podiș, cu cueste în dreapta sa și primește afluenți mai ales din stînga, cum sînt: Valea Rea ($S = 26$ km^2; $L = 10$ km), Chisălăul sau Pîrîul lui Vasile ($S = 43$ km^2; $L = 15$ km) și Recea ($S = 72$ km^2; $L = 16$ km) căruia i se mai spune și Odaia.

Următorul afluent al Jijiei din dreapta este Gîrla Morii sau Jijioara ($S = 196$ km^2; $L = 30$ km), încă un curs orientat spre est. Aceasta își colectează majoritatea cursurilor din dreapta, din direcția cumpenei de apă cu Bahluiul, cum sînt Paișul sau Catargiul ($S = 52$ km^2; $L = 12$ km) și Barbosica.

Pînă la Victoria, în Jijia se mai varsă cîteva pîraie mici atît din dreapta, ca Sbanțu ($S = 43$ km^2; $L = 11$ km) și Jirinca, cît și din stînga, cum sînt: Puturosul ($S = 26$ km^2; $L = 10$ km), Valea Pop și Frasinul ($S =$

= 141 km²; L = 27 km) cu iazul Căueşti. Frasinul s-a adaptat în partea sa inferioară luncii externe din vestul Prutului, devenind un colector de sub terasa Prutului, dinspre care primeşte pe Cerchezoaia (S = 64 km²; L = 17 km) şi Optoceniul. Cu Frasinul se încheie şirul afluenţilor Jijiei din partea stîngă, rîul începînd aici pelerinajul său lung în Lunca Prutului.

Bahluiul (S = 1 959 km²; L = 110 km), este cel mai mare afluent al Jijiei, iar în bazinul său se găsesc numeroase iazuri.

Izvorăşte din Dealul Mare al Hîrlăului de la altitudinea de 500 m. Din apropierea de şaua care îl desparte de Oneaga, afluent al Miletinului, primeşte primul său afluent din stînga, Bahluiul Mic, iar din dreapta, dinspre creasta calcaroasă a Dealului Mare — Hîrlău sosesc: Valea Mare (S = 24 km²; L = 8 km), Cetăţuiei sau Valea lui Loghin, Buhalniţa (S = 36 km²; L = 14 km), Măgura, cunoscută şi ca Văcăria sau Cîrjoaia (S = 66 km²; L = 22 km) şi Putina (S = 26 km²; L = 6 km). Pe acest sector, Bahluiul are pante relativ mari (medie 6,7 m/km) care pînă la confluenţa cu Bahlueţul nu favorizează înfiinţarea iazurilor. Cursul Bahluiului pe acest sector se poate considera ca subsecvent, căderea formaţiunilor sarmaţiene fiind în direcţia sud-est. Din acest motiv îi lipsesc şi afluenţii din stînga în partea superioară. Seria acestora începe cu valea torenţială a Vulpoiului, continuîndu-se apoi cu o serie de văi consecvente cu dimensiuni mai mari, ca: Gurguiata (S = 127 km²; L = 31 km), Lungu (S = 21 km²; L = 10 km), Duruşca (S = 24 km²; L = 9 km) şi Totoeşti (S = 24 km²; L = 12 km). Gurguiata este renumită prin numeroasele iazuri care însoţesc cursul său, cum sînt: Gurguiata, Strîmbu, Contaş, Valea Mare, Ureche, Savia, Ciocadia, Plopi şi Huc, precum şi prin faptul că la obîrşie, la Deleni, apele carstice abundente se folosesc pentru irigaţii. Pe valea Totoeşti se află, de asemenea, două din ele: Iazul Românesti şi Totoeşti.

Depresiunea de la Podul Iloaiei este o piaţă de adunare a apelor; din cauza pantelor mici din incinta fundului depresiunii atît Bahluiul, cît şi afluenţii săi se despletesc şi formează înmlăştiniri locale. Aici primeşte Bahluiul pe afluentul său cel mai mare: Bahlueţul.

Bahlueţul (S = 558 km²; L = 50,1 km) îşi are obîrşia în arealul Porţii Ruginoasa, la capătul sudic al Dealului Mare de la altitudinea de 310 m. Pînă la Tîrgu Frumos are pante destul de mari, în medie de 7,8 m/km. Pe acest sector superior colectează cîteva pîraie mici din stînga, cum sînt: Răşcănia, Probota şi Cucuteni, iar din dreapta Rediul (S = 42 km²; L = = 11 km) cu obîrşia dinspre şaua Rediului, drum de comunicare spre Siret. El se varsă în Bahlueţ tocmai la Tîrgu Frumos. Înainte de vărsarea sa pe cursul său este amplasat unui dintre iazurile mai vechi, Paharnicul (50 ha).

Bahlueţul este colectorul principal al afluenţilor ce vin dinspre Podişul înalt al Bîrladului. Aceste cursuri sînt în general mici, au pante mari şi scurgere intermitentă sau semipermanentă. Şirul lor începe cu Ciunca (S = 82 km²; L = 13 km) şi continuă cu Albeşti (S = 54 km²; L = 15 km), Sineşti (S = 97 km²; L = 17 km) cu afluentul Gîmboasa (S = 34 km²; L = 8 km), Hărpăşeşti (S = 28 km²; L = 11 km) cu iazul de 46 ha suprafaţă la Scobîlţeni, în bazinul Bahlueţului, iar restul se varsă în Bahlui ca: valea Voineşti (S = 131 km²; L = 14 km) cu afluentul său din stînga Săuzeni (S = 76 km²; L = 17 km) şi afluentul de ordinul II

Căşuţa Mare ($S = 32$ km^2; $L = 9$ km), apoi P. Mare ($S = 20$ km^2; $L = 8$ km) şi Nicolina ($S = 171$ km^2; $L = 18$ km) cu afluenţii Locii sau Şesul Bîrca ($S = 82$ km^2; $L = 10$ km) şi Iezăreni ($S = 27$ km^2; $L = 6$ km) din stînga. Pe Valea Săuzenilor (afluentul Voineştilor) există trei iazuri la Horpăşeşti şi Dumeşti, iar alte două pe afluenţii Nicolinei (Ezăreni şi Locii cu lacul Ciurbeşti).

Singurul afluent mai de seamă al Bahlueţului din stînga este Pîrîul Oii ($S = 91$ km^2; $L = 31$ km) cu izvoarele în Dealul Mare—Hîrlău. (Acesta poartă pe diferite sectoare denumirea de Trestiana, Filiaşi sau Băiceni.)

În continuarea depresiunii de la Podul Iloaiei, valea şi lunca Bahluiului este largă, cu îngustări locale, iar panta longitudinală scade sub 1 m/km (0,35 m/km între Leţcani şi Iaşi şi 0,23 m/km în aval, după I. Gugiuman). Subasmentul impermeabil al bazinului de recepţie, gradul slab de împădurire (6—7% din bazin), precum şi ploile care cad cu intensitate mare, provoacă inundaţii mari în lunca largă a rîului, care pericliteză şi oraşul Iaşi. Pentru apărarea construcţiilor, în dreptul oraşului s-au construit diguri corespunzătoare.

Afluenţii din stînga ai Bahluiului inferior au dimensiuni asemănătoare cu cei de pe versantul opus. Aceştia au pătruns prin eroziune regresivă departe în Cîmpia Moldovei, iar cei din aval de Iaşi au ajuns chiar în apropierea Jijiei. Între aceştia amintim: Hoiseştiul ($S = 27$ km^2; $L = 11$km), Ileana ($S = 20$ km^2; $L = 7$ km), Bogonos ($S = 36$ km^2; $L = 9$ km), Lupului ($S = 18$ km^2; $L = 9$ km), Rediul, Cacaina ($S = 60$ km^2; $L = 21$ km) cu două iazuri colmatate şi un luciu mic de apă la Cîrlig, lîngă Iaşi, valea Ciricului ($S = 56$ km^2; $L = 19$ km) cu iazul Aroneanul şi pîrîul Orzeni ($S = 24$ km^2; $L = 11$ km).

După confluenţa cu Bahluiul, Jijia substituie Prutul în primirea afluenţilor dinspre Podişul Moldovei, care însă şi ei sînt mărunţi. Merită să amintim pe Tătarca ($S = 30$ km^2; $L = 9$ km), Comarna ($S = 24$ km^2; $L = 9$ km), Covasna ($S = 26$ km^2; $L = 8$ km) şi Cozia ($S = 25$ km^2; $L = 10$ km), în aval de care se află lacul de luncă Rotunda, cu dimensiuni foarte variabile în timp.

În aval de primirea Jijiei, Lunca Prutului se lărgeşte mult atingînd pe alocuri 2—4 km şi începe să cantoneze o serie de lacuri de luncă cu dimensiuni mai mari, cum sînt Lunca Banului (1 540 ha), Prundului (Fălciu) (2 080 ha), Catargiuni (720 ha), Focşa (282 ha), Brateşul (2040 ha) etc (56). Dintre ele, multe sînt în curs de colmatare sau pe cale de dispariţie în urma lucrărilor de desecare. Din lunca stîngă, de pe teritoriul U.R.S.S., amintim lacurile Reniş, Bujora, Budei, Bogatî, Fontan, Bileu.

Pe sectorul din aval de vărsarea Jijiei, reţeaua fluviatilă este aproape simetrică.

Dintre afluenţii dinspre teritoriul U.R.S.S. amintim Mirnova, Lăpuşna, Sîrma, Sărata, Tigheci, Şes, Larga, Andruşa, dimensiunile exacte nu le cunoaştem, dar suprafeţele lor bazinale rămîn sub 500 km^2.

Primul afluent în aval de Jijia este Bohotinul ($S = 74$ km^2; $L = 23$ km), care ajunge în Prut traversînd două lacuri de luncă (Bohotinul şi Vladnicul) în imediata apropiere a gurii Jijiei. Pe rîul Bohotin există şi un iaz de 20 ha la Răducăneni. La cotul de la Gorbani se varsă în Prut şi pîrîul Moşna ($S = 76$ km^2; $L = 17$ km), cu afluentul său Moşnişoara. Pe acest

sector (în aval) este traversată de Prut prelungirea estică a Podișului Tansa-Moșna, din care cauză valea Prutului se îngustează. Acest „baraj" a silit-o de altfel pe Jijia să-și termine cursul paralel cu Prutul și să se verse în colector.

Primul afluent al Prutului, în aval de gura Jijiei, este Pruteţul ($S = 293$ km^2; $L = 50$ km), care în partea sa inferioară se adaptează la lunca externă a Prutului și drenează chiar două lacuri de luncă (Balta Pruteț și Grosul). La Gura Văii se înmănunchează o serie de pîraie sosite dinspre podiș spre pîrîul Gura Văii ($S = 144$ km^2; $L = 22$ km), cum sînt afluenţii din dreapta Pîrîului Ivan ($S = 21$ km^2; $L = 15$ km), Recea ($S = 59$ km^2; $L = 13$ km) și afluentul acestuia, Huşiul ($S = 32$ km^2; $L = 6$ km), care drenează și apele reziduale ale orașului Huși. În bazin există și un iaz la Valea Grecului, de 25 ha (pe valea Gura Văii).

În aval se deschide larg Depresiunea Elanului, delimitată spre vest de Culmea Poiana Vîntului (podișul Bîrladului inferior, cu aspect de podiș puternic fragmentat, cu culmi deluroase prelungi, monoclinale, cu văi consecvente).

După un interfluviu larg, Prutul primește pe Sărata ($S = 355$ km^2; $L = 43$ km), care în sectorul de luncă externă este cunoscută și sub numele de Boul Bătrîn. Înainte de vărsare, traversează lacul de luncă Balta Mare.

Dinspre Dealurile Bîrsanei se varsă în Prut și pîraiele Copăceana ($S = 60$ km^2; $L = 17$ km) cu afluentul său Marcu, precum și Belciugul ($S = 20$ km^2; $L = 12$ km).

Cel mai mare sistem din depresiune, *Elanul* ($S = 589$ km^2; $L = 69{,}9$ km) s-a dezvoltat între Culmea Poiana Vîntului și Dealurile Bîrsanei. El se varsă în lacul de luncă Răducu înainte de a ajunge în Prut. Are un bazin asimetric dezvoltat exclusiv spre dreapta, iar versantul stîng al văii are aspectul unei cueste înalte. Pantele medii ale rîului ajung la 4 m/km, dar în cazul afluenţilor din dreapta variază în jur de 1—7 m/km. Dintre afluenţii din stînga ai Elanului îi amintim pe Recea (izvorul propriu-zis al sistemului), Hulubățul ($S = 38$ km^3; $L = 16$ km) și Oița, iar dintre cei din dreapta pe Grumezoaia, Căşla ($S = 62$ km^2; $L = 19$ km) cu Oțeleni ($S = 28$ km^2; $L = 10$ km), Bărboși sau Moișe ($S = 40$ km^2; $L = 17$km), Mălăești, Vutcani ($S = 22$ km^2; $L = 12$ km), Culubăţ, Urdești ($S = 45$ km^2; $L = 13$ km), Jigălia ($S = 29$ km^2; $L = 10$ km)' Mihona ($S = 102$ km^2; $L = 16$ km) cu afluenţii săi din stînga Epureni ($S = 20$ km^2; $L = 9$ km) și Brăiţeni sau Suletea ($S = 23$ km^2; $L = 12$ km) și Sărata. Valoare economică deosebită le au numeroasele izvoare din nisipurile daciene de pe interfluviul cu bazinul Bîrladului, dinspre Culmea Poiana Vîntului.

În zona de vărsare a Elanului și în aval, pînă la Vlădești, lunca Prutului se extinde mai ales pe teritoriul sovietic, însă în aval cursul său este deviat spre est mai ales din cauza puternicilor aluvionări și probabil din cauza mișcărilor de subsidenţă din sudul Podișului Buceagului (U.R.S.S.). În partea sudică a depresiunii, Elanul mai primește pe Horincea ($S = 205$ km^2; $L = 32$ km) cu afluentul Lișcov ($S = 39$ km^2; $L = 20$ km) și Oarba ($S = 47$ km^2; $L = 13$ km) rîuri mici, sărace în debite.

În aval de Vlădești începe un sector foarte interesant al Prutului. Rîul s-a instalat aici în estul marelui golf limanic al Brateșului, creat mai ales de ramurile mai vechi ale Dunării. În partea estică a golfului curge Prutul,

iar în partea vestică, în lunca externă a sa s-a instalat într-un curs părăsit valea *Chineja* ($S = 766$ km²; $L = 73$ km), care se termină în Lacul Brateş. Sistemul său s-a dezvoltat în partea sud-estică a Piemontului levantin-cuaternar al Covurluiului, constituit, mai ales, din nisipuri cu intercalaţiuni de formaţiuni argiloase, acoperite de depozite loessoide. În condiţiile climei secetoase (coef. aridităte 1,7), apele freatice se află la adîncimi mari pe interfluvii (15—30 m). În văile rîurilor în schimb, apele freatice sînt exploatabile. Izvoarele sînt relativ rare, dar dau apă cu calitate corespunzătoare. În golful reliefal al Brateşului, iniţial inundabil, apele freatice sînt apropiate de suprafaţă şi se produc chiar şi sărături.

Sistemul *Chineja* are aspect dendritic, interfluviile lungi şi înguste continuîndu-se şi aici. În partea înaltă a piemontului, rîurile şi-au adîncit văile destul de puternic în rocile slab rezistente, dar şi pantele de 4—15 m/km ale lor au contribuit la formarea aspectului deluros al reliefului. Dintre afluenţii de pe acest sector se evidenţiază Băneasa ($S = 27$ km²; $L = 16$ km), Bujoru ($S = 91$ km²; $L = 26$ km) şi Covurlui ($S = 118$ km²; $L = 28$ km) cu iazul Covurlui din dreapta şi Slivna ($S = 61$ km²; $L = 23$ km), Mieloaia ($S = 21$ km²; $L = 12$ km), Rădiciu ($S = 32$ km²; $L = 14$ km) şi Roşcani ($S = 75$ km²; $L = 16$ km) din stînga.

Din cîmpia piemontană a Covurluiului, Chineja primeşte abia doi afluenţi mai mici din dreapta Frumuşiţa ($S = 24$ km²; $L = 10$ km) şi Ijdileni ($S = 92$ km²; $L = 9$ km). Iniţial, Chineja se varsă în Brateş la Tulucești,

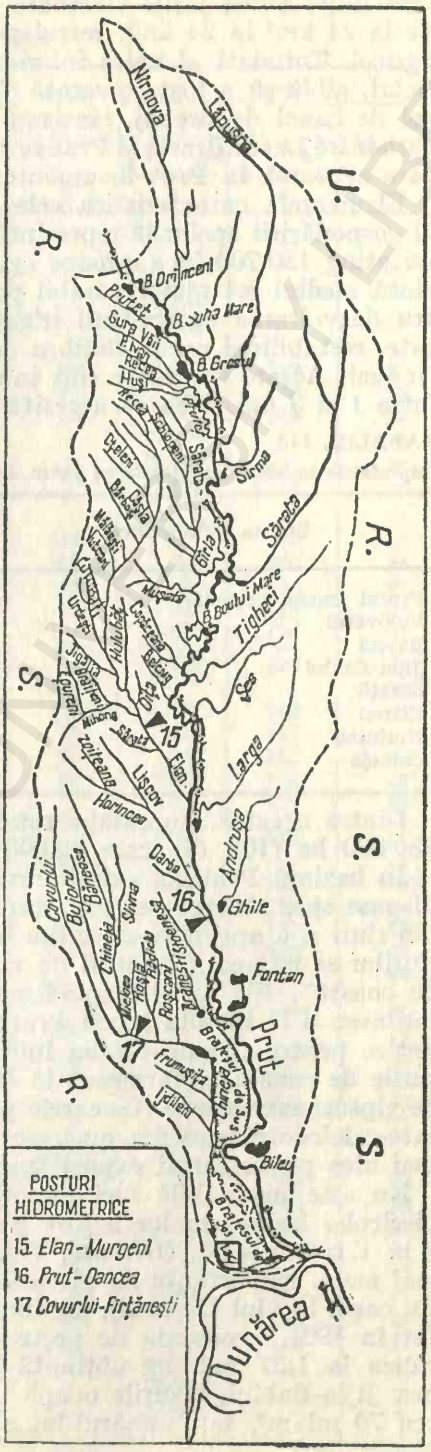


Fig. 146. Reţeaua hidrografică şi posturile hidrometrice utilizat la studii din bazinul Prutului inferior.

însă după amenajările efectuate după 1960 suprafaţa lacului s-a restrîns de la 74 km² la 24 km², restul vetrei lacustre fiind transformată în teren agricol. Totodată şi valea inferioară a Chinejei a suferit o serie de modificări, albia sa a fost corectată şi îndiguită, încît în prezent are aspect şi rol de canal de drenaj, iar lacul are înfăţişare aproape pătratică. Legătura între Lacul Brateş şi Prut se realizează artificial pe linia fostului emisar, care se varsă în Prut în amonte de confluenţa Prutului cu Dunărea.

Elementele caracteristice cele mai importante din punctul de vedere al gospodăririi apelor le reprezintă luncile fluviatile, care în bazinul Prutului ating 150 700 ha (aproape egal cu cele din bazinul Siret.) Ele reprezintă mediul cel mai favorabil pentru agricultură şi în mod special pentru dezvoltarea agriculturii irigate. Datorită excesului freatic de umiditate, restabilirea unui echilibru optim în regimul apelor se impune pretutindeni. Aceste suprafeţe sînt inundabile cu frecvenţă diferită, în general între 1 şi 3 ani, ceea ce necesită şi apărări prin îndiguiri.

TABELUL 146

Suprafeţele luncilor inundabile cu exces de umiditate din Bazinul Prutului (10)

Sistem hidrografic	Suprafaţa inundată	Frecvenţa inundaţiilor (ani)
Prutul (cursul princip.)	103.500	3—7
Volovăţul	400	1—3
Başeul	3.000	1—3
Jijia-Bahlui	39.300	1—3
Sărăţii	200	1—3
Elanul	2.400	1—3
Horincea	700	1—3
Chineja	1.200	1—3

Dintre acestea, suprafaţa totală amenajabilă pentru irigaţii este de 130 000 ha (10), din care 90 000 ha în bazinul Jijia-Bahlui.

În bazinul Prutului există circa 60 000 ha terenuri sărăturate sau predispuse spre sărăturare (10), care îşi lasă amprenta şi în calitatea apelor din rîuri şi a apelor freatice din lunci şi din deluvii-coluvii. Cele din lunca rîurilor se numesc „sărături de vale", iar cele de pe versanţi „sărături de coastă". Ele au o răspîndire generală în Depresiunea Jijiei, dar se întîlnesc şi în incinta luncii Prutului, între Fălciu—Oancea, şi sînt caracteristice pentru „şesurile" din luncile Elanului, Sărăţiei şi Horincei. Sărăturile de coastă se formează în bună parte sub influenţa unor orizonturi de gipsuri sarmaţiene. Izvoarele provenite din apele de stratificaţie sulfatate-calcice descendente umezesc deluviile şi coluviile care se sărăturează mai ales pe versanţii expuşi spre sud (evaporaţie mai puternică!).

Nu este neglijabilă nici importanţa iazurilor care au destinaţii agropiscicole. Existenţa lor a fost sesizată încă din secolul al XV-lea (1445, Th. Codrescu, *Uricanul*, Vol.II), însă ele au o vechime probabil mult mai mare. Importanţa lor piscicolă este subliniată şi de Dimitrie Cantemir (în cazul lacului Dorohoi), iar după Dicţionarul enciclopedic geografic, editat în 1901, producţia de peşte numai pentru fostul judeţ Botoşani se ridica la 1,37 mil. kg obţinută din 136 iazuri. În prezent în depresiunea Jijia-Bahlui, iazurile ocupă un total de cca 6000 ha cu un volum de cca 70 ml·m³, iar numărul lor se ridică la 320.

TABELUL 147

Elementele morfometrice ale riurilor din bazinul Prutului

Rîu	Punct	Distanţa izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am / av.	H_{med} am / av.	I_{med} am / av.
1	2	3	4	5	6	7
Prutul	Frontiera RPR	248,9	—	8 241	—	—
Prutul	P.h. Rădăuţi	307,9	—	9 075	—	—
				12 049	—	—
Prutul	Confl. Başeul	433,1	—	13 010		
Başeul	Izvor	—	—	—	—	—
Başeul	P.h. Săveni	51,6	99	586	149	29
Başeul	P.h. Ştefăneşti	88,6	62	923	150	33
Başeul	Confl. Prutul	106	58	961	148	32
Prutul	P.h. Bivolari	476,0	—	14 108	—	—
Prutul	P.h. Ungheni	575,2	—	15 620	—	—
				16 493	—	—
Prutul	Confl. Jijia	665,4	—	22 215		
Jijia	Izvor	0	410	—	—	—
Jijia	P.h. Dorohoi	23,3	160	249	266	74
Jijia	P.h. Truseşti	84,8	66	890	184	67
Jijia	P.h. Todireni	109,1	61	1 082	175	61
				1 083	175	61
Jijia	Confl. Sitna	110,1	60	2 008	164	46
Sitna	Izvor	0	240	—	—	—
Sitna	P.h. Răchiţi	27,3	118	167	210	3
Sitna	P.h. Todireni	68,3	61	924	151	61
Sitna	Confl. Jijia	69,3	60	925	151	—
Jijia	P.h. Răuşeni	123,1	58	2 071	163	45
				2 312	157	45
Jijia	Confl. Miletin	157,3	47	2 975	156	51
Miletinul	Izvor	0	323	—	—	—
Miletinul	P.h. N. Bălcescu	27,0	94	211	170	79
Miletinul	Confl. Jijia	87,0	47	663	154	64
Jijia	Victoria	182,5	38	3 350	150	50
Jijia	Holboca	216,4	33	3 417	148	49
				3 445	146	48
Jijia	Confl. Bahlui	223,2	32	5 405	149	45
Bahluiul	Izvor	0	500	—	—	—
Bahluiul	P.h. Hîrlău	25,5	137	139	320	80
Bahluiul	P.h. Podul Iloaiei	67,1	55	587	206	62
				588	206	62
Bahluiul	Confl. Bahlueţ	68,1	54	1 146	183	47
Bahlueţul	Izvor	—	310	—	—	—
Bahlueţul	P.h. Tg. Frumos	24,4	120	110	223	42
Bahlueţul	P.h. Podul Iloaiei	48,6	58	557	159	35
Bahlueţul	Confl. Bahlui	50,1	54	558	159	35
Bahluiul	P.h. Iaşi	86,6	37	1 436	169	41
Bahluiul	P.h. Tomeşti	105,8	34	1 945	157	41
Bahluiul	Confl. Jijia	110,6	32	1 959	156	41
Jijia	P.h. Chipereşti	227,1	31	5 410	149	44
Jijia	Confl. Prut	282,6	28	5 722	148	44
Prutul	P.h. Drînceni	683,1	—	22 367	—	—
Prutul	P.h. Bumbăta	743,9	—	23 957	—	—
Prutul	P.h. Fălciu	796,0	—	25 095	—	—

CONTINUAREA TABELULUI

Rîu	Punct	Distanța izvor (km)	Altit. punct (m)	Bazin		
				S km² am/av	H_{med} am/av	I_{med} am/av
1	2	3	4	5	6	7
Prutul	Confl. Elanul	845,9	—	25 768 / 26 357	—	—
Elanul	Izvor	0	280	—	—	—
Elanul	P.h. Murgeni	56,7	26	424	162	78
Elanul	Vărsare în lacul Rădu-cu	69,9	17	589	152	72
Prutul	P.h. Oancea	872,9	—	26 874	—	—
Prutul	Confl. Covurluiului	895,4	—	27 221 / 27 800	—	—
Covurluiul	Izvor	—	280	—	—	—
Covurluiul	P.h. Fîrțănești	39,0	19	467	161	79
Covurluiul	Confl. l. Covuruluiu-lui	44,0	12	579	155	75
Prut	Confl. Dunărea	952,9	—	28 396	—	—

Una dintre lucrările de amenajare complexă de mare importanță a fost realizată după 1948 în golful limanic al Brateșului. Acest golf este acoperit pe o grosime de 10—15 m cu depozite fluvio-lacustre argiloase, ceea ce ne indică o extensiune mult mai mare a Brateșului în trecut. El se împarte de fapt în două unități — Brateșul de Sus, în amonte de pintenul de la Șivița, și Brateșul de Jos, în aval de această îngustare. În incinta Brateșului de Sus au fost făcute și în trecut unele încercări de apărare contra inundațiilor, dar fără prea mari rezultate. Lucrări vaste de hidroameliorații încep însă în 1948 prin definitivarea digului principal de apărare dinspre Prut, între Vlădeni-Șivița, și apoi construirea digului de centură spre cursul Chinejei între lacul Covurlui și Șivița. Prin aceste lucrări a fost izolată o suprafață de circa 12 000 ha din suprafața totală de 13 575 ha.

Întreaga incintă a Brateșului de Sus este străbătută de un canal de desecare care servește pentru îndepărtarea apelor stagnate care s-ar mai acumula în depresiunile fostelor bălți. Apele în exces se dirijează spre lacul Brateș printr-un stăvilar. La canalul principal, lung de 30 km, se mai conectează și o rețea secundară de desecări precum și apele văilor regularizate Stoeneasa, Brănești și Drăculești (10). În incintă, în anul 1960, se iriga o suprafață de 2409 ha, dar ea se extinde în final cu circa 7500 ha.

Ulterior, șantierul și-a extins aria de amenajare și spre Lacul Brateș, a cărui suprafață a fost restrînsă, prin îndiguiri, de la 74 km² la 24 km², iar suprafața agricolă protejată prin diguri se ridică la 14 500 ha în incinta Brateșului de Jos.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Bilanțul hidrologic și scurgerea medie. În bazinul Prutului pe teritoriul țării noastre bilanțul are o repartiție teritorială relativ uniformă. Marea majoritate a resurselor de apă ale Prutului se formează în regiunile car-

TABELUL 148

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor din bazinul Prutului

Rîul	Post hidrometric	S. baz (km^2)	H.med (m)	Q_0 (m^3/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Obs.
Prut	Iaremcia (U.R.S.S.)	597	—	12,0	1 120	632	488	—	
Kamenka	Dora (U.R.S.S.)	18,1	—	0,32	1 050	557	493	—	
Rîbnița	Kosov (U.R.S.S.)	141	—	1,93	930	430	500	—	
Prut	Sniatin (U.R.S.S.)	3 240	—	33,0	825	323	502	—	
Ceremuș	Usteriki (U.R.S.S.)	1 500	—	23,9	985	500	485	—	
Ceremușul Alb	Iablonița (U.R.S.S.)	552	—	7,80	900	445	455	—	
Ceremușul Negru	Verhovița (U.R.S.S.)	657	—	11,9	1 040	570	470	—	
Prut	Cernovți (U.R.S.S.)	6 890	—	64,1	800	293	507	—	
Prut	Korpaci (U.R.S.S.)	11 000	—	65,5	735	197	538	—	
Volovăț	Cotușca	214	155	0,292	502	43	486	5,9	
Başeu	Săveni	586	149	0,775	490	42	448	5,6	
Başeu	Ștefănești	923	150	1,19	480	41	449	5,7	
Prut	Bivolari	14 108	—	71,0	695	159	536	49	
Prut	Ungheni	15 620	—	72,5	679	152	527	45	
Jijia	Dorohoi	249	266	0,390	592	49	548	2,4	
Jijia	Todireni	1 082	175	1,36	503	40	463	6,0	
Jijia	Victoria	3 350	150	3,47	514	33	481	5,2	
Bahlui	Hîrlău	139	320	0,30	631	66	565	4,3	
Bahlui	Podul Iloaiei	587	206	0,63	553	34	519	6,8	
Bahlueț	Podul Iloaiei	537	159	0,68	555	40	495	6,8	
Bahlui	Iași	1 436	169	1,65	543	36	507	6,0	
Jija	Chipereşti	5 410	149	5,55	521	32	489	5,0	
Prut	Leovo (U.R.S.S.)	23 400	—	82,1	625	110	515	37	
Elan	Murgeni	424	162	0,461	495	34	461	6,5	
Covurlui	Fîrțănești	467	161	0,560	490	38	452	6,8	
Prut	Oancea	26 874	—	85,5	610	102	508	34	

patice şi subcarpatice pe teritoriul U.R.S.S. Pe sectorul de graniţă, Prutul primeşte prin afluenţii săi din ambele părţi circa 20 m³/s (24% din debitul mediu la vărsare). Debitele medii multianuale sînt determinate pe perioade diferite (5—15 ani) la 27 de posturi hidrometrice, dintre care 17 pe teritoriul ţării noastre şi 10 în U.R.S.S (v.tabel. 148). Datele cu privire la scurgerea medie şi bilanţul hidrologic al Prutului pe teritoriul U.R.S.S au fost extrase din lucrările lui L.G.Onufrienko (160), I.A.Jelezniak şi T.M.Krasovskaia (80).

La izvoarele Prutului se observă o zonalitate verticală a elementelor bilanţului hidrologic, scurgerea medie cea mai ridicată din bazin fiind în jur de 900 mm la altitudinea de 1 200 m (v.fig.87 şi 88). Precipitaţiile cresc şi ele pînă la 1 300 mm. În zona precarpatică, evapo-transpiraţia este în jur de 530—550 mm, de unde scade spre altitudinile mari ale Carpaţilor (pînă la 350—400 mm) şi spre Podişul Moldovei, unde din cauza aridităţii climei scade la 450—400 mm. Acestea din urmă sînt caracteristici pentru afluenţii Prutului dinspre teritoriul ţării noastre. Prin urmare, după cum se poate observa şi din tabelul 148, în lungul Prutului creşte valoarea evapotranspiraţiei pînă la Bivolari, de unde apoi se simte o scădere treptată pînă la vărsare.

Bilanţul hidrologic al Podişului Moldovei a fost tratat parţial şi în cazul Bîrladului. În Depresiunea Jijia—Bahlui însă asistăm la o repartiţie teritorială specifică a elementelor lui. Astfel, în cadrul depresiunii, mărginite spre vest de Dealul Mare—Hîrlău şi continuarea sa spre nord, se dezvoltă o adevărată etajare verticală, resimţindu-se şi unele efecte ale zonalităţii latitudinale ale umidităţii generale. Urmărind repartiţia teritorială a elementelor de bilanţ vom observa valori de peste 600 mm ale precipitaţiilor medii în zona de creastă şi o scurgere medie corespunzătoare de circa 100 mm. În lungul văii largi a Jijiei şi a Bahluiului însă, o dată cu descreşterea altitudinilor pînă la 30—80 m, descresc şi precipitaţiile sub 500 mm (460—500 mm), iar scurgerea medie scade pînă la 30—35 mm (v. fig. 21). Este remarcabilă umiditatea mai redusă în bazinetul Podul Iloaiei, aflat într-o poziţie oarecum ferită.

În ansamblu, se poate arăta că resursele locale de ape superficiale sînt foarte reduse în comparaţie cu cerinţele economiei locale, ale populaţiei atît în bazinul Jijiei, cît şi la sud, în bazinele Elan şi Chineja—Covurlui. Acoperirea necesităţilor de apă se poate rezolva numai prin suplimentările de debite din Siret, pe două trasee : la izvoarele Jijiei şi la izvoarele Bahlueţului.

Repartiţia scurgerii. În timpul anului scurgerea este mult asemănătoare cu cea observată în bazinul Bîrladului, numai că alimentarea pluvială în cazul sistemelor Başeu—Jijia este oarecum mai redusă (tip heterotrof pluvio-nival). Aceasta se explică parţial prin pierderile mai mari din ploi, prin evapo-transpiraţia din timpul verii, prin relieful cu pante mai mici, mai ales în partea inferioară a depresiunii. De asemenea, rezervele de zăpadă sînt mai mari decît în bazinul Bîrladului care dau ape mari de primăvară cu regularitate, cu pondere ridicată în regim. Repartizarea scurgerii medii pe luni şi pe anotimpuri se poate urmări din tabelul 149, de unde reiese că în luna martie, scurgerea medie depăşeşte de 2,8 — 3,4 ori debitul mediu anual, iar scurgerea de primăvară reprezintă 45—50% din scurgerea medie

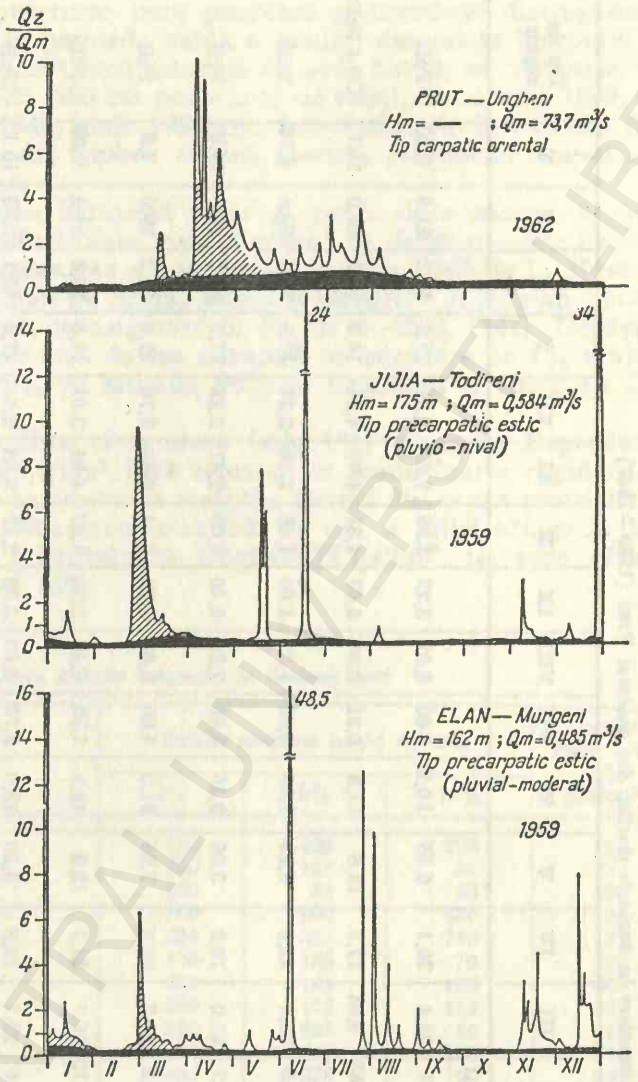


Fig. 147. Hidrografe caracteristice rîurilor din bazinul Prut (I. Ujvári).

anuală. Iarna şi toamna, resursele de apă sînt foarte reduse (8—20%) dar varietatea lor, împreună cu scurgerea de vară, oglindeşte influenţa însemnată a iazurilor.

În regimul pericarpatic estic, moldav, se conturează destul de clar perioada apelor scăzute de primăvară (IV—V), precum şi scurgerea mai ridicată în iunie-iulie, la începutul perioadei ploioase de vară. Tipul de regim al Prutului se apropie de cel carpatic oriental moldav, însă pe teritoriul ţării noastre suferă deja o transformare destul de însemnată prin creşterea ponderii scurgerii din martie-aprilie.

TABELUL 149

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în bazinele riurilor din sistemul Prut (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
Başeu	Ştefăneşti	3,30	13,4	24,4	20,1	6,65	10,2	5,60	5,82	3,22	3,30	1,69	1,32	19,0	51,2	21,6	8,20	PcE
Prut	Ungheni	3,70	5,83	9,84	17,5	14,6	11,8	9,31	8,86	5,67	4,31	4,07	4,51	14,0	41,9	30,0	14,1	CO+PcE
Jijia	Dorohoi	2,54	12,6	23,4	23,8	9,75	9,95	6,55	4,25	1,00	1,48	2,34	2,34	17,5	56,9	20,8	4,80	PcE
Sitna	Todireni	2,60	12,7	23,0	19,2	3,05	9,10	4,50	7,20	5,40	3,00	2,87	2,38	17,7	50,2	20,8	11,3	PcE
Jijia	Victoria	3,83	11,3	24,2	23,8	7,25	11,3	4,00	3,68	2,76	2,24	2,88	2,76	17,9	55,2	19,0	7,9	PcE
Bahlui	Hîrlău	3,36	9,12	16,7	24,1	12,5	12,8	2,72	6,40	3,26	1,97	4,05	3,01	15,5	53,3	21,9	9,30	PcE
Bahlui	Podul Iloaiei	3,30	11,4	20,1	19,8	9,20	13,0	3,70	6,60	3,96	2,72	3,38	2,84	17,5	49,1	23,3	10,1	PcE
Bahlueţ	Podul Iloaiei	4,00	12,4	23,6	18,6	7,39	10,0	4,45	6,79	4,70	2,36	3,06	2,65	19,1	49,6	21,2	10,1	PcE
Bahlui	Iaşi	3,82	14,3	21,8	17,1	7,80	11,0	4,16	6,24	4,86	2,72	3,42	2,78	20,9	46,7	21,4	11,0	PcE
Covurlui	Fîrţăneşti	7,10	14,9	14,0	7,80	7,75	18,4	5,86	3,90	4,02	4,52	6,25	5,50	27,5	29,5	28,2	14,8	PcE

CO = carpatic oriental; PcE = paricarpatic estic (moldav).

Viiturile cele mai puternice care provoacă şi inundaţii distrugătoare, se formează mai ales în perioada caldă a anului, deseori la începutul ei, în aprilie, cînd solurile sînt încă saturate cu apă. Astfel, se amintesc viiturile din 26 aprilie 1932 (580 cm peste cota de etiaj), din aprilie 1933, din mai-iunie 1940, iunie 1948, iunie 1965 etc. Inundaţiile din 14—15 III. 1940 s-au format în schimb din topirea zăpezii asociate cu ploi în timpul apelor mari de primăvară.

Menţionăm că ruperea barajului iazurilor poate duce uneori la producerea unor viituri catastrofale, care depăşesc ca debit pe cele cu frecvenţă de 1%. Un asemenea caz a fost studiat în iunie 1965 de L. Mustaţă, cînd între 8 şi 20 ale lunii pe Sitna, Başeu şi izvoarele Jijiei s-au format viituri cu debite maxime, cu asigurare în jur de 2—20% (141). Depăşirea valorii scurgerii maxime faţă de cea naturală cu asigurare de 1% a ajuns la 70% pe Podriga, 88% pe Miletin, 88% pe Cazancea şi 155% pe Ibăneasa.

Debitele maxime specifice elementare (asig 1%) ajung în Depresiunea Jijia—Bahlui la 6—8 m³/s/km², însă valoarea lor scade foarte rapid o dată cu creşterea suprafeţei bazinelor de recepţie, tocmai din cauza provenienţei pluviale a maximelor. Scurgerea maximă, de ex., a Jijiei atinge la Victoria abia 113 l/s/km², a Prutului la Ungheni 77 l/s/km², iar spre vărsare sub 35 l/s/km² (v.tabel 150).

TABELUL 150

Debitele şi scurgerea maximă cu diferite asigurări în bazinul Prut

Rîu	Post	Debite maxime (m³/s) cu asig.			Scurgere max. asig. 1% (l/s/km²)
		1%	5%	10%	
Prut	Rădăuţi	2 150	1 400	1 200	133
Başeu	Săveni	190	107	80	324
Başeu	Ştefăneşti	150	85	63	173
Prut	Bivolari	1 180	800	640	84
Prut	Ungheni	1 200	850	750	77
Jijia	Dorohoi	175	100	70	703
Jijia	Todireni	325	185	135	300
Sitna	Todireni	300	170	125	323
Jijia	Victoria	380	225	150	113
Bahlui	Podul Iloaiei	360	245	190	615
Bahlui	Iaşi	485	275	190	338
Prut	Drînceni	830	630	550	37
Elan	Murgeni	270	184	145	640
Covurlui	Fîrţăneşti	210	142	124	375

Debitele şi scurgerea minimă. Scurgerea din perioadele secetoase scade foarte mult, majoritatea rîurilor din Cîmpia Jijiei ajungînd aproape de secare. Cele cu suprafeţe mai mici, de 300—400 km², în anii secetoşi seacă temporar. În prezent, situaţia reală a scurgerii minime cu asigurări diferite nu poate fi stabilită exact din cauza micilor folosinţe din lungul cursurilor de apă care pot să consume în etapele critice peste 50—80% din rezervele de apă ce rămîne în albii. Din acest motiv sarcina noastră principală nu este de a determina exact aceste valori, ci mai mult de a contura lipsa

TABELUL, 151

Date de bază cu privire la valorile scurgerii minime ale riurilor din bazinul Prut

Rîul	Post	Debite medii lunare minime				Anual specific ($l/s \cdot km^2$) (95%)	Debit min. pe zi asig. 95% (perioada caldă) (m^3/s)
		Perioada rece		Perioada caldă			
		Q_{min} (m^3/sec.)	Data prod. luna, anul	Q_{min} (m^3/sec.)	Data prod. luna, anul		
Prut	Rădăuţi	9,5	II.1964	12,3	X.1961	1,04	—
Başeu	Săveni	0,02	XII.1963	0,01	VI—IX.1950	0,000	0,000
Prut	Ungheni	5,56	II.1964	14,5	X.1961	0,35	5,80
Jijia	Dorohoi	0,02	II.1954	0,003	VIII.1960	0,0005	—
Jijia	Todireni	0,040	I.1964	0,020	VIII.1960	0,019	0,003
Sitna	Todireni	0,000	I—II.1954	0,01	VIII.1953	0,000	0,001
Jijia	Victoria	0,020	II.1954	0,02	VIII.1953	0,06	0,002
Bahlui	Hîrlău	0,001	I—II.1954	0,000	VIII.1958	0,000	0,000
Bahlui	Podul Iloaiei	0,022	I.1964	0,023	IX.1951	0,038	0,006
Bahlueţ	Podul Iloaiei	0,002	XII.1963	0,000	XI.1952	0,000	0,000
Bahlui	Iaşi	0,067	VIII.1952	0,030	I.1954	0,021	0,020
Nicolina	Iaşi	0,008	I.1964	0,002	IX,X.1959	0,010	—
Elan	Murgeni	0,0054	I.1964	0,020	VIII.1964	0,011	—
Covurlui	Fîrţăneşti	0,005	II.1954	0,088	VIII.1962	0,011	0,010

acută de apă din aceste regiuni cu rezerve deosebit de reduse de apă subterane şi necesitatea suplimentării lor din rîurile periferice.

După cum reiese din tabelul 151, în bazinele Başeului, Jijiei superioare, ale Sitnei, Elanului şi a altor rîuri, productivitatea apei din sursele freatice poate să scadă pînă la zero, la care credem că în mare măsură contribuie şi consumurile şi reţinerile de apă în iazuri.

În perioada scurgerii reduse nici apele Prutului nu pot fi folosite pentru alimentări mai ample cu apă. Scăderea debitului minim zilnic pînă la 7—8 m³/s, împiedică orice derivaţie de apă din cursul său. Remedierea se va obţine prin realizarea acumulării de la Stînca—Costeşti, care prin volumul său de 1,1 miliarde m³ va asigura un debit minim de cel puţin 35 m³/s, ceea ce schimbă radical perspectivele.

Temperatura apei rîurilor din Cîmpia Moldovei şi Podişul Moldovei are aceleaşi caracteristici ca şi cele din bazinul Bîrladului.

TABELUL 152

Temperatura medie a apei în bazinul Jijia
(după M. Pantazică)

Rîul	Post	Temperatura medie lunară (C°) a apei												Temp. medie anuală (C°)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Başeu	Săveni	0,2	0,1	1,5	7,1	13,4	18,8	20,9	19,3	14,2	8,5	3,6	0,6	9,0
Jijia	Dorohoi	0,1	0,0	1,1	6,8	13,4	17,9	18,0	16,4	12,4	8,1	3,0	0,2	8,1
Jijia	Todireni	0,1	0,0	0,8	7,3	13,9	19,1	20,0	18,6	14,3	8,8	3,3	0,4	8,9
Jijia	Victoria	0,2	0,0	0,9	7,5	13,2	17,5	19,5	18,7	15,3	9,7	4,7	0,6	9,0
Sitna	Todireni	0,1	0,0	0,8	7,2	13,6	19,0	19,9	18,4	14,3	8,3	3,2	0,4	8,7
Bahlui	Hîrlău	0,0	0,0	0,8	6,4	13,5	17,4	18,2	17,7	13,9	7,7	1,7	0,2	8,0
Bahlui	Pd. Iloaiei	0,3	0,1	1,5	8,5	14,6	19,3	20,1	18,9	14,1	8,8	4,3	0,7	9,3
Bahlui	Iaşi	0,4	0,2	1,7	8,6	15,1	19,8	21,2	20,2	15,3	9,1	4,4	0,5	9,7
Bahlueţ	Tg. Frumos	0,3	0,2	1,4	9,5	16,2	21,5	23,5	22,5	18,1	11,7	5,2	0,9	11,1
Bahlueţ	Pd. Iloaiei	0,3	0,1	1,5	8,5	14,7	19,1	20,0	18,5	14,0	8,8	4,1	0,7	9,2
Nicolina	Iaşi	0,1	0,1	1,4	7,5	13,8	18,6	18,6	17,9	13,5	8,8	4,1	1,2	8,8

Regimul de îngheţ este, de asemenea, foarte stabil, ca şi în bazinul Bîrladului. Fenomenele de îngheţ apar cel mai timpuriu în prima decadă a lunii noiembrie, iar media se situează în prima decadă a lunii decembrie (v.fig. 47). Apariţia podului de gheaţă are frecvenţa maximă în jurul lui 15—25 decembrie, iar dispariţia lui se observă de obicei în jurul datei de 1 martie. Au fost cazuri însă cînd el a durat pînă la 23—25 martie în bazinul Jijia. Dispariţia tuturor fenomenelor de îngheţ se produce, în medie, în cea de a II-a decadă a lunii martie, însă durează în cazuri extreme pînă la 1 aprilie. Durata medie a fenomenelor de îngheţ este în jur de 70—80 de zile, iar a podului de gheaţă între 50—65 de zile. În timpul formării şi existenţei podului de gheaţă se observă secarea rîurilor mai mici (pînă la 300—500 km²) cu caracter de semipermanenţă.

Scurgerea solidă. Acest fenomen are valori ridicate în toată zona studiată, ceea ce îi asigură şi Prutului o alimentare bogată în aluviuni în suspensie. Turbiditatea apei în rîuri este în medie în jur de 1000—2500 g/m³,

însă în zona depozitelor friabile pliocene din sudul bazinului ajunge la valori foarte mari (17 800 g/m³ pe Covurlui la Fîrţăneşti, vezi tabelul 153). Scurgerea solidă specifică însă nu se ridică la valori prea mari din cauza scurgerii medii lichide scăzute. Ea rămîne în jur de 0,5 — 1 t/ha an, în bazinul Jijiei şi se ridică în aria depozitelor pliocene pînă la 5,4 t/ha/an.

TABELUL 153

Date privitoare la scurgerea solidă a riurilor din bazinul Prut (1953—1966, Bazinul Jijia după M. Pantazică)

Rîu	Post	Q_0 (m³/s)	R (kg/s)	r (t/ha/an)	ρ (g/m³)
Başeu	Săveni	0,680	1,09	0,58	1 601,3
Başeu	Ştefăneşti	1,080	2,31	0,79	2 135,6
Prut*	Ungheni	72,3	56,0	1,13	775
Jijia	Dorohoi	0,420	0,43	0,54	1 028,2
Jijia	Todireni	1,48	3,44	1,00	2 327
Jijia	Victoria	4,34	11,41	1,07	2 629,5
Sitna	Botoşani	0,281	0,26	0,49	912
Sitna	Todireni	1,30	2,34	0,79	1 797
Miletin	N. Bălcescu	0,493	0,40	0,59	822
Miletin	Vlădeni	0,924	1,70	0,80	1 841
Bahlui	Hîrlău	0,322	0,27	0,61	826,8
Bahlui	Pod. Iloaiei	0,661	1,20	0,64	1 812,2
Bahlui	Iaşi	1,80	3,39	0,61	1 886
Prut*	Oancea	74,5	52,0	0,61	700
Covurlui*	Fîrţăneşti	0,45	8,0	5,40	17 800

* După C. Diaconu (40).

Din cauza aluviunilor bogate transportate de Prut (chiar şi D. Cantemir a observat că apele sale sînt „mai grele" decît ale Siretului), în lungul cursului său se observă aluvionări puternice pe sectoare care însă nu au fost cartate exact. Din tabelul 153 reiese că debitul solid al Prutului, la Oancea, este mai redus decît la Ungheni cu 4 kg/s (126 000 t/an depunere). Socotind la vărsare un debit mediu de 50 kg/s de aluviuni, vom obţine un volum de 700 000 m³ (sau 1 580 000 t) de suspensii vărsate de Prut în Dunăre anual.

Particularităţi hidrochimice. Prutul în stare naturală are ape cu mineralizare mijlocie şi ridicată de tipul apelor carbonatate din grupa calciului, cu duritate totală ce variază între 10 şi 20 gg. Periodic însă, probabil din cauza deversărilor unor ape reziduale cu conţinut ridicat în sulfaţi şi în cloruri, mineralizarea apelor creşte (peste 1,0 g/l), iar în compoziţie predomină ionii amintiţi. În alte situaţii creşte numai conţinutul în sulfaţi, mai ales la apele mici şi la cele mari. În asemenea situaţii credem că este vorba de un fenomen natural: alimenterea din zona salinizării sulfatice a sarmaţianului care este răspîndită la nord de Huşi şi în care şi apele freatice şi de stratificaţie (captive descendente) sînt sulfatate prin descompunerea gipsurilor incluse. Această zonă este răspîndită pe larg şi în nordul Podişului Moldovei din ţara noastră inclusiv Cîmpia Moldovei. Exemple

TABELUL 154

Date hidrochimice privitoare la rîurile din bazinul Prutului

Rîul / Post	Data probei	pH	Reziduu fix (mg/l)	Cationi (mg/l)			Anioni (mg/l)			Duritate totală (gg)
				Ca	Mg	Na+K	SO_4	Cl	HCO_3	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Prut / Ungheni	20.2 1962	7,6	955	99	1,20	270	141	48	763	14,5
Prut / Ungeni	13.6 1962	7,6	1 024	92	1,20	240	166	258	256	13,4
Prut / Ungheni	10.2 1962	7,2	947	105	2,40	221	384	54	335	15,9
Prut / Oancea	15.11 1961	7,5	1 325,4	120	2,40	311	614	54	311	18,2
Başeu / Săveni	22.9 1961	7,6	1 762	135	1,8	425	256	49	415	19,6
Jijia / Todireni	7.10 1961	7,8	1 713	135	2,4	466	665	127	597	22,1
Jijia / Victoria	30.1 1961	7,9	1 784	230	2,16	266	813	118	671	33,3
Sitna / Todireni	3.11 1961	7,8	1 554	150	2,4	360	730	73,5	427	21,8
Bahlui / Hîrlău	14.10 1961	7,6	670	110	2,4	140	90	74	366	17,6
Bahlui / Iaşi	2.3 1961	7,6	1 796	170	1,08	456	730	127	592	24,9
Elan / Murgeni	14.10 1961	7,6	1 463	60	2,4	460	545	108	537	9,2
Covurlui / Fîrţăneşti	24.11 1961	7,6	710	142	2,4	114	176	48	439	21,6

elocvente pentru demonstrarea celor trei stări hidrochimice tipice ale Prutului sînt cuprinse în tabelul 154. Menţionăm că starea igienică a apelor este în general susceptibilă, dar substanţele deversate în rîu nu periclitează dezvoltarea faunei. Cantitatea oxigenului dizolvat la Ungheni scade totuşi pe perioade scurte pînă aproape de zero, iar consumul biochimic de oxigen (CBO_5) se ridică pînă la 10 mg/l (de exemplu 11. IV. 1962); în aceste cazuri, cantitatea de NO_3 ajunge la 6^{-10} mg/l (perioada apelor mari de primăvară). Pînă la Oancea se produce o însemnată auto-epurare, fără însă ca mineralizarea apelor să scadă în mod esenţial. Această mineralizare este susţinută de afluenţi care şi ei au caractere asemănătoare din punct de vedere hidrochimic, ca şi Prutul.

Exceptînd zona calcaroasă a crestei Dealul Mare-Hîrlău, în Depresiunea Jijia-Bahlui domină sedimentele puternic sulfatate ale miocenului. Ca urmare, mai ales în deluvii se observă sărături continentale sulfatice, care duc la o mineralizare a apelor din apele freatice ale luncilor în jur de 800—1 500 mg/l, iar apa din rîuri în general ajunge la mineralizări

de 500—2 000 mg/l, variind şi în timp. Mai ales în timpul viiturilor şi apelor mari de primăvară, scurgerea superficială dizolvă cantităţi însemnate de săruri, care echivalează cu cantitatea aluviunilor transportate în suspensie, deci cu eroziunea de versant. Relaţiile dintre mineralizarea apelor şi debitele rîurilor devine astfel directă, deşi în cazurile normale ale rocilor calcaroase relaţia este inversă. Totodată, duritatea totală a apelor în general variază între 15—30 gg (v. tabelul 154). Desigur, aceste caracteristici hidrochimice se transmit şi iazurile aflate în lungul rîurilor, în care concentraţia creşte şi mai mult.

Starea igienico-sanitară a rîurilor din sistemul Jijiei şi a Bahluiului este destul de îngrijorătoare din cauza debitelor de diluţie reduse la scurgerea scăzută. În general, în pîraiele cu debite mici se deversează cantităţi relativ mari de ape fecaloid-menajere, iar industria locală în plină dezvoltare contribuie şi ea la înrăutăţirea situaţiei, deşi au fost construite numeroase staţii de epurare a apelor. Mai ales în avale de Iaşi, rîul devine destul de poluat.

După cum se poate observa din tabelul 154 Elanul îşi culege încă apele din mediu geochimic asemănător cu cel din bazinul Jijiei, în bazinul Covurlui însă se schimbă situaţia, dominînd apele mixte, sulfatate-carbonatate. Duritatea şi mineralizarea apelor rămîne totuşi ridicată.

În concluzie, suplimentările de debite spre Cîmpia Jijia-Bahlui din rîurile mari, periferice, se impun neapărat nu numai din cauza rezervelor de ape foarte reduse, din regiunile de podiş, ci şi din cauza calităţii slabe a acestora. În planurile de perspectivă s-a ţinut cont de acest considerent, care este un element aproape hotărîtor pentru dezvoltarea economică a acestor regiuni.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITARA

CAPITOLUL XXI

Apele Dobrogei

În acest ţinut scăldat din trei părţi de ape, nu vom întîlni nicăieri rîurile obişnuite din regiunile carpatice, deluroase sau de cîmpie. În văile largi din nord, modelate în perioade geologice îndepărtate, umplute mai ales cu depozite argiloase şi lutoase, găsim în timpul arşiţei de vară pîraie anemice, care devin însă extrem de furioase şi distrugătoare în timpul averselor din ploi. Ele transportă în aceste perioade, mari cantităţi de nămol transformîndu-se în torenţi noroioşi, în „seluri", după cum le numesc localnicii. În condiţiile climei de stepă cu influenţe mediteraneene, precipitaţiile sînt puţine, temperatura medie anuală este ridicată, ceea ce duce la scurgere medie foarte scăzută. Aceasta se reflectă şi în densitatea reţelei de rîuri, care abia depăşeşte 0,20 km/km², în partea nordică a Dobrogei.

În partea sudică, după cum s-a mai amintit şi la tratarea apelor freatice, cursurile superficiale propriu-zise lipsesc aproape cu desăvîrşire din cauza plăcii calcaroase-gresoase sarmaţiene în care infiltraţiile sînt deosebit de puternice. În văile carstice, cu dese urme de prăbuşiri, nivelul apelor se afundă mult sub fundul văilor, locul cursurilor de apă din văi fiind folosit pentru drumuri, şosele, ceea ce indică lipsa aproape totală a scurgerii superficiale. Platoul calcaros însă este acoperit cu depozite loessoide, care sînt bune izolatoare pentru apele provenite din precipitaţii. Mai ales în cazul văilor mici, secundare, scurgerea torenţială transportă cantităţi mari din aceste depozite, care căptuşesc subasmentul calcaros al văilor şi apar şi albii cu scurgere numai în timpul averselor. Direcţia văilor însă este determinată, mai ales, de procesele de carstificare subterană. Văile sînt întortocheate nu atît din cauza meandrării, cît datorită sectoarelor fluviatile născute epigenetic, antecedent sau prin captări subterane, prăbuşiri de cavităţi subterane. În aceste condiţii densitatea medie a reţelei de rîuri din Dobrogea de sud este de abia 0,01—0,08 km/km². Dacă am include şi reţeaua de văi cu scurgere epizodică (o dată în mai mulţi ani), atunci am obţine valori cu mult mai ridicate.

Din punct de vedere hidrografic Dobrogea poate fi împărţită în patru unităţi. Meridional ea este traversată de cumpăna apelor de gradul I al Dunării. La vest şi la nord de această cumpănă se întinde *Dobrogea danubiană*, iar la est de ea *Dobrogea maritimă*. În funcţie de particularităţile genetice ale reţelei şi ale condiţiilor de formare ale scurgerii se separă partea nordică a Dobrogei faţă de cea sudică. Astfel, se creează patru com-

partimente cu rețea hidrografică proprie: *grupa sud-vestică* și *grupa nord-vestică* (danubiene); *grupa nord-estică* și *sud-estică* (maritime).

Limita între grupele nordice și cele sudice se poate trasa din punct de vedere fizico-geografic și hidrologic aproximativ pe linia cumpenei de apă sudică a Casimcei. V. Mihăilescu, analizînd limita geografică dintre Dobrogea de nord și sud, ajunge la concluzia că aceasta ar putea să fie stabilită între Topalu pe Dunăre și Sibioara pe malul lacului Tașaul, acolo unde șisturile verzi peneplenizate dispar sub cuvertura de calcare jurasice (119). Aceasta se justifică și din punctul de vedere al rețelei hidrografice mai ales dacă vom avea în vedere inflexiunea puternică a cumpenei apelor superficiale rezultată din disimetria rețelei de rîuri între cele două unități: natura diferită a genezei rețelei hidrografice, condițiile de acumulare diferite ale apelor subterane etc.

Rîurile Dobrogei danubiene au o dezvoltare mai mare în partea sudică a podișului. Dimensiunile rîurilor, mai ales la nord de Topolog, se restrîng treptat pînă la mărimea unor văi torențiale mai mari pe versanții vestici și nordici ai Munților Măcin—Tulcea.

Grupa hidrografică sud-vestică drenează marea majoritate a Dobrogei de sud. Suprafața podișului are aici o inclinație dublă dinspre Podișul Tortomanului și Oltina-Negru Vodă spre valea Carasu, care de altfel este cunoscută ca o axă cu înălțimi minime între Dunăre și Marea Neagră. Pfannenstiel găsește chiar o veche albie a Dunării între Cernavoda-Palazul Mare, iar V. Mihăilescu subliniază existența aici a unui sinclinal, o depresiune tectonică (119). C. Brătescu stabilește trei nivele de eroziune (suprafețe de nivelare) cu altitudini crescînde spre Podișul Prebalcanic (maximum în R.S.R. de 209 m în Dealul Dobromirului). O bună parte din resursele de apă, mai ales subterane, provin dinspre Bulgaria. Sistemele de văi se termină în majoritatea cazurilor în limanuri fluviatile generate în lunca Dunării.

Primul dintre ele, *Bugeacul sau Gîrlița*, are o suprafață de 13,86 km² și un bazin hidrografic total de 2 530 km², prin care se drenează o bună parte și din estul Podișului Prebalcanic din Bulgaria. În cadrul bazinului se disting patru afluenți cu văi complet deformate de fenomenele carstice, cum sînt: Almalăul (42 km²), Cazarlîcul (2 250 km²), Gîrlița sau Ceair (175 km²) și Cuiu Jucalcea (63 km²). Aceste suprafețe bazinale sînt determinate numai pe baza reliefului superficial.

Limanul Oltina (19,0 km²) are, de asemenea, un bazin hidrografic carstic extins. Afluentul său principal, Canaraua Fetii sau Soleiman (2 630km²) este dezvoltat mai ales pe teritoriul Bulgariei.

Limanul Mîrleanu (7,7 km²) colectează valea Dubromirului sau Beilic (S = 470 km²), iar *limanul Vederoasa* (6,08 km²) pe Urluia (S = 1 356 km²; L = 48 km), ambele cu izvoarele pe teritoriul Bulgariei.

Limanul Baciu (3,4 km²), are ca afluent principal pe valea Baciului (S = 306 km²) cunoscut în zona de izvoare, de la Cobadin, și de Valea Iris. Are un singur afluent din stînga, Valea Cogarcea sau Cinghineaorman.

Depresiunea lacustră *Cochirleni* (2,68 km²) colectează văile seci din sistemul Valea Peștera sau Ciacal (S = 236 km²).

Menționăm că sistemele din sudul Dobrogei ar merita studii mai aprofundate. Există o serie de văi oarbe, care se termină în ponoare sau doline, există sectoare de văi, în care scurgerea superficială nu se formează nici

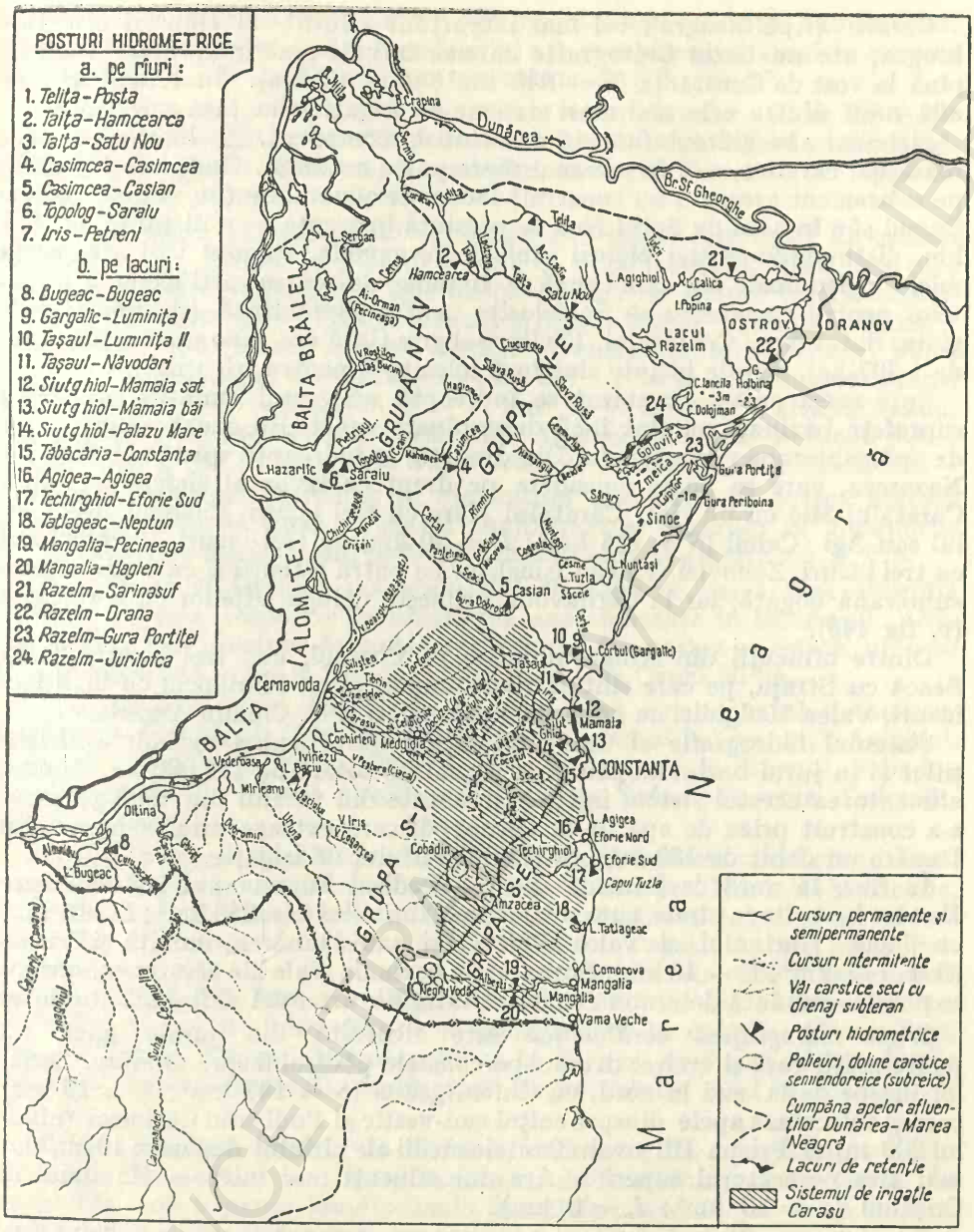


Fig. 148. Reţeaua hidrografică din Dobrogea, aria de utilizare pentru irigaţii şi posturile hidrometrice folosite pentru studii.

în timpul viiturilor catastrofale, apele fiind înghiţite repede de forme carstice corodate; nu se cunoaşte bine nici toponimia reţelei de rîuri, văi seci, nemai vorbind de caracteristicile bilanţului şi regimului hidrologic subteran.

Carasu (Apa Neagră), cel mai important afluent al Dunării din Dobrogea, are un bazin hidrografic care se extinde pînă în apropierea mării, pînă la vest de Constanţa ($S = 840$ km²; $L = 46$ km). În lungul său se află unul dintre cele mai mari sisteme de irigaţie din ţara noastră.

Sistemul său hidrografic este deosebit de complicat. El drenează numeroase văi carstice, seci în cea mai mare parte a anului. Unde a fost posibil, pe subasment gresos s-au construit lacuri de acumulare (un număr de 37). Cursul său în aval de Satul Nou se prezintă în trepte pe o distanţă de 18,3 km, distingîndu-se trei biefuri pînă la Cernavoda. Fundul văii are pante mici longitudinale din care cauză se impune desecarea artificială a incintelor pentru ca acestea să fie folosite pentru agricultură (sistemele Medgidia, Satul Nou, Celibichioi, Făclia, Saligny Gară etc. cu o suprafaţă totală de 1 507 ha). Aceste incinte sînt însă folosite şi pentru irigaţii.

Spre acest sector organizat se îndreaptă văile seci amintite ale căror suprafeţe bazinale nu sînt încă determinate exact din cauza cumpenelor de apă subterane necunoscute. Din dreapta, se îndreaptă spre Carasu Valea Nazarcea, care se poate considera pe drept ca izvor al sistemului, apoi Caratalul Mic cu un iaz, Caratalul Mare cu trei iazuri, Castelul, Docuzolul sau Agi Cabul ($S = 115$ km²; $L = 20$ km) cu trei iazuri, Celibichioiul cu trei iazuri, Zenoviei, Valea Cişmelelor cu patru retenţii şi cu o alimentare subterană bogată, iar la Cernavoda primeşte văiuga Viţeilor cu o retenţie (v. fig 148).

Dintre afluenţii din stînga amintim pe Cocoşul, cu trei iazuri, Valea Seacă cu Straja, pe care sînt patru acumulări şi cu Siminocul cu încă trei iazuri. Valea Medgidiei cu nouă mici acumulări şi V. Chiaun Amzala.

Sistemul hidrografic al Carasului este folosit pentru extinderea irigaţiilor şi în jurul bazinului său pe o suprafaţă totală de 176 000 ha. Pentru alimentarea acestui sistem imens (jumătate din totalul din 1966 pe ţară) s-a construit priza de apă de la Cernavodă care extrage prin pompare din Dunăre un debit de 130 m³/s în timpul vîrfului de irigaţie.

În fine, la nord de Carasu, dinspre Podişul Tortomanului sosesc spre Dunăre încă cîteva pîraie, cum sînt: valea Ţibrinului ($S=253$ km²; $L=13$ km) cu lacul Ţibrinului şi valea Băltăgeşti sau Dunărea, numită şi Crucea ($S = 143$ km²; $L = 16$ km). Suprafeţele bazinale reale ale acestor cursuri nu se pot deocamdată determina cu exactitate. Ele urmează să fie încă studiate.

Grupa hidrografică nord-vestică este alcătuită din pîraie mici, cu pante mari, care-şi croiesc drumul pe coastele podişului spre Dunăre. Seriaior începe de la sud la nord, cu Chichirgeaua ($S = 147$ km²; $L = 13$ km) care-şi colectează apele dinspre colţul sud-vestic al Podişului Casimcei (nivelul 200 m) şi Prispa Hîrşovei. Pantele medii ale pîrîului depăsesc 10 m/km, mai ales pe sectorul superior. Are doi afluenţi mai mici — Mandaiul şi Crişanul ($S = 43$ km²; $L = 6$ km).

Cel mai mare din această grupă este *sistemul Topologului* ($S = 343$ km²; $L = 38$ km) care poartă şi numele de Ceair, Haidar, Rahman. Izvorăşte din podişul înalt al Sacar-Bairului, din apropierea izvoarălor Casimcei şi Slavei, de la altitudinea de circa 200 m, şi se varsă în balta Bentu care reuşeşte să reţină aproape toată scurgerea (de altfel, săracă, semipermanentă) pîrîului. Are doi afluenţi mai de seamă din stînga, pe Hagiomerul ($S = 30$ km²; $L = 6$ km) şi Mahomencea ($S = 145$ km²; $L = 20$ km). Din apele sale se irigă circa 150 ha grădini pe unităţi mai mici. Suprafaţele inundabile,

cu umiditate excesivă, ocupă circa 268 ha, mai ales în cursul său inferior. Cu scop de retenţie pe cursul Topologului a fost reamenajat lacul de acumulare, fost liman, de la Hazarlîc, cu un volum de 6,6 mil. m³.

Un alt pîrîu de pe versantul vestic este *valea Roştilor* ($S = 108$ km²; $L = 20$ km), care izvorăşte din apropierea Topologului. El are pante longitudinale mari (peste 10 m/km) şi un regim torenţial. Se varsă în Dunărea Veche (Braţul Măcin) la Ostrov.

Mai spre nord, flancul vestic al coastei dobrogene este lipsit de cursuri de apă; se pot întîlni în schimb o serie de organisme torenţiale seci, care conduc scurgerea superficială spre lunca Dunării în timpul topirii zăpezilor sau ploilor torenţiale. Primul care are şi denumirea de Jijila ($S = 33$ km²; $L = 11$ km) s-a format în zona cotului Dunării şi alimentează Balta Jijila; urmează apoi Sorniacul ($S = 56$ km²; $L = 8$ km) dinspre Munţii Măcinului, Capaclia sau Bădila ($S = 21$ km²; $L = 7$ km) şi Valea lui Iancu, care se varsă dinspre coastele nordice ale Isaccei spre lacul de luncă Saun. Ultimul din grupa nordică este Valea Adîncă, afluent al Bălţii Telincea.

Rîurile Dobrogei maritime au dimensiuni mai mari, în partea nordică a podişului. Ele se varsă în marea majoritate a cazurilor în limanurile şi lagunele ce se înşiră la sud de Delta Dunării pînă la graniţa cu R.P.B.

Sistemele de rîuri mici din nord-estul Dobrogei se varsă fără excepţie în lacul Razelm, respectiv în limanurile anastomozate în interiorul „Golfului Halmyris" înainte de închiderea lagunei din partea sa estică, precum şi în limanurile Corbul şl Taşaul, aflate la sud de Capul Midia.

Lacul Razelm ($S = 415$ km²) este de fapt componentul Complexului Razelm (867,7 km²). Rîurile aferente lacului se varsă în limanurile Agighiol, cum este pîrîul Tulcii ($S = 103$ km²; $L = 10$ km) sau în limanul Babadag (Taiţa şi Teliţa). Restul pîraielor din sud se îndreaptă spre Goloviţa, Zmeica, Sinoe.

Rîurile din grupa de NE şi-au adaptat văile la formele vechi ale platformei, care după observaţiile geomorfologilor (A. Nordon, Emm. de Martonne, I. Rădulescu) prezintă trei nivele de eroziune. Culmile înalte se ridică prin cîţiva martori de eroziune la 350—400 m (Ţuţuiatul—467 m) în Pricopanul. Al doilea nivel de netezire, are altitudini de 200—350 m şi coboară în direcţia depresiunilor ce mărginesc podişul nordic. Al treilea nivel are altitudini în jur de 150—200 m şi este prezent în culmile Uzum-Bair, Culmea Tulcei, Podişul Babadagului şi în Podişul Casimcei. Toate rîurile urmăresc căderea generală condiţionată de treptele de relief de origine policiclică.

Teliţa ($S = 280$ km²; $L = 40{,}5$ km) izvorăşte din apropierea comunei Niculiţel, din podişul cu aceeaşi denumire, de la altitudinea de 220 m. În ansamblu, are o pantă longitudinală destul de mare, în jur de 5,5m/km. Valea sa, în zona de izvoare, are aspect torenţial, însă în aval de satul Teliţa pătrunde deja în depresiunea înaltă a Nalbantului(Podişul Tulcei), puternic colmatată prin aluviunile aduse de cursurile repezi din direcţia coastelor; pînă la Cataloi, rîul are orientare estică, după care face un cot brusc spre sud, vărsîndu-se în Balta Zebilului, fost golf al limanului Babadag. Albia sa este îngustă, puţin încăpătoare mai ales în partea inferioară, unde este invadată pe anumite sectoare de vegetaţie acvatică. Apele freatice din fundul văii sînt apropiate de suprafaţă (1—5 m), din care cauză

Teliţa primeşte o alimentare subterană permanentă, drept însă că foarte săracă.

Suprafaţa inundabilă şi cu exces de umiditate în bazinul Teliţei se cifrează la circa 250 ha. Irigaţiile nu au o dezvoltare deosebită. Extinderea lor ar fi posibilă numai pe baza unei alimentări din Dunăre.

Taiţa ($S = 383{,}7$ km²; $L = 46{,}8$ km) izvorăşte de la contactul dintre Culmea Pricopanului şi Podişul Niculiţel, de la altitudinea de circa 200 m, în apropierea şeii de la Niculiţel. Pe o distanţă de circa 23 km formează limita naturală între cele două masive, ca apoi, printr-o cotitură bruscă la comuna Horia să-şi aleagă calea cea mai scurtă spre lacul Babadag. În zona de izvoare primeşte un afluent cu caracter torenţial dinspre Tuţuiatu, pîrîul Curăturii ($S = 34$ km²; $L = 5$ km), iar din stînga, dinspre Niculiţel, pe Pîrlita ($S = 32$ km²; $L = 8$ km).

Fundul văii, puternic colmatat, se lărgeşte treptat spre Depresiunea Ortachioiului, unde primeşte din stînga pîraiele Islamul şi Lodzova ($S = 40$ km²; $L = 13$ km). De aici, cursul Taiţei se adaptează la piciorul flancului nordic al Podişului Babadag, primind încă doi afluenţi dinspre Depresiunea Nalbant: pîrîul Alba ($S = 32$ km²; $L = 10$ km) şi Techea sau Tăiţa numită şi pîrîul Muchei Verzi ($S = 84$ km²; $L = 18$ km). Înainte de a se vărsa în lacul Babadag, Taiţa trece prin Balta Toprachioiului, care în prezent are aspect de zonă inundabilă. Debitul mediu al Taiţei este cel mai mare dintre toate rîurile dobrogene (1,39 m/s), pe care se poate conta deja pentru alimentări cu apă şi irigaţii în cazul înfiinţării unor acumulări mai mari.

Zona inundabilă, cu exces de umiditate, în bazinul Taiţei este în jur de 350 ha, iar suprafeţele irigate însumează peste 600 ha, grupate în jurul comunelor Izvoarele, Isaccea pepinieră, Nicolae Bălcescu, Turda şi o serie de alte localităţi cu unităţi mai mărunte.

Dintre amenajările hidrotehnice, din această zonă, merită să amintim regularizarea regimului lacului Babadag prin canalul Enisala precum şi irigaţiile din nordul Razelmului (Sarinasuf — 750 ha, Sarichioi — 54 ha în 1960) şi din lacul Babadag (Zebil — 60 ha).

Rîurile de la sud care se varsă în limanul Ceamurliei fac parte din complexul lacustru Goloviţa-Razelmul Mic, prezentîndu-se chiar ca un golf al acestuia (v. fig. 148). Cele două rîuri, Slava şi Hamangia sînt cursuri aproape paralele şi urmăresc direcţia marilor falii tectonice.

Slava ($S = 333$ km²; $L = 35$ km), cunoscută local şi prin denumirea de Gaugagia, s-a adaptat prin cursul său inferior şi afluentul său din stînga Ciucurova sau Slava Cercheză ($S = 121$ km²; $L = 22$ km) la culoarul ce separă Podişul Babadagului de Podişul Casimcei. Ambele rîuri îşi au originea în capetele vestice ale unor depresiuni tectono-erozive: Slava în Depresiunea Başpunar, iar Ciucurova în Depresiunea Atmagea. Ele se unesc în dreptul localităţii Slava Rusă. În depresiuni, cele două sisteme primesc o alimentare subterană relativ bogată, din care cauză ele nu seacă în zona de confluenţă.

Hamangia ($S = 221$ km²; $L = 27$ km) izvorăşte din zona centrală a Podişului Casimcei, de lîngă comuna Vasile Alecsandri. Traversînd toate nivelele de eroziune cursul rîului are pante relativ mari (în medie 8 m/m). În bazinul său domină şisturile verzi. Are un singur afluent, din stînga, Ceamurlia sau Beidaudul ($S = 31$ km²; $L = 9$ km).

Spre sud se mai conturează cîţiva afluenţi mai mici ai lacului Sinoe. Dintre aceştia amintim pe pîrîul Săruri ($S = 72$ km^2; $L = 10$ km), care se varsă în golful Sinoe şi Nuntaşi ($S = 148$ km^2; $L = 16$ km) care se varsă în limanul sărat Nuntaşi—Istria. În fine, în lacul Tuzla îşi mai varsă apele şi pîrîul Săcele ($S = 56$ km^2; $L = 7$ km), un mic curs anemic.

La baza falezei de la Capul Midia se întind limanurile Corbul şi Taşaul. Primul receptează pîrîul Gargalîc, Corbului sau Vetrei ($S = 36$ km^2 $L = 6$ km), iar în cel de al doilea se varsă Casimcea.

Limanul Corbul sau Gargalîc ($S = 5{,}39$ km^2; $w = 7{,}305$ mil.m^3) s-a format prin invadarea zonei de vărsare a văilor Gargalîc şi Vatra de către apele mării. Golful Midiei, prin proeminenţa Capului Midia, se află într-o zonă protejată de curenţii marini din nord, iar prin ramurile de turbionare în el s-au depus grinduri cu lăţime mare care separă lacul în prezent de Marea Neagră.

Are un bazin de recepţie de 71 km^2 din care 36 km^2 îi aparţin Văii Gargalîcului. Apele sale au fost îndulcite prin aducţiunea Siutghiol—Taşaul—Corbul, prin care nivelul lacului se află deasupra nivelului mării. Evacuarea surplusului de apă necesară primenirii pentru crescătoria de peşte şi irigaţii se face printr-un canal spre Marea Neagră. Bilanţul său hidrologic se caracterizează prin următoarele elemente (1958—1966) (223):

Precipitaţii	51	l/s
Scurgere superficială	23	„
Alimentare-evacuare	100	„
Total intrate	174	l/s
Evaporaţie	159	„
Consum ireversibil	15	
Total ieşite	174	l/s

Limanul Taşaul s-a format tot în Golful Midiei, la gura Casimcei ($S = 22{,}78$ km^2; $w = 51{,}533$ mil. m^3). Are o suprafaţă bazinală superficială de 872 km^2 (223), din care circa 2/3 îi revine Casimcei, iar restul unor organisme torenţiale ca: Dalufac, Dalufacul Mic, Valea Adîncă şi Caracvila. Prin apele primite din reţeaua aferentă şi aducţiunea de apă din Siutghiol, apele lacului sînt îndulcite, favorabile pentru piscicultură şi irigaţii locale. Elementele dominante ale bilanţului hidrologic pe perioada 1958—1966 din lacul Taşaul sînt următoarele (223):

Precipitaţii	249	l/s
Scurgere superficială	499	„
Debuşeuri în lac	19	„
Total intrate	767	l/s
Evaporaţie	674	„
Consum ireversibil	32	„
Alimentare-evacuare	61	„
Total ieşite	767	l/s

Casimcea ($S = 755$ km^2; $L = 58{,}5$ km) are un bazin bine dezvoltat în partea sudică a Podişului Casimcei cu afluenţi care se concentrează spre

Depresiunea Pantelimon. După ieşirea sa din zona de izvoare, cursul său formează chiar limita între Dobrogea de Nord şi Podişul Tortomanului, care-i aparţine deja Dobrogei de Sud şi care se evidenţiază prin apariţia calcarelor jurasice, prin cuesta Topalu—Sibioara. Se varsă în lacul Taşaul.

Casimcea izvorăşte din platforma înaltă, lîngă comuna Războieni, de la altitudinea de circa 300 m. După un sector torenţial de circa 10 km, la Casimcea rîul pătrunde în Depresiunea de contact dintre calcarele jurasice şi masivul vechi, caledonian, al Pantelimonului. Aici primeşte o serie de afluenţi, dezvoltaţi mai ales spre dreapta, cum sînt: Cartalul sau Dereaua Mare ($S = 128$ km^2; $L = 15$ km), Pantelimonul ($S = 24$ km^2; $L = 5$ km), Valea Seacă ($S = 56$ km^2; $L = 10$ km) şi Gura Dobrogei ($S = 46$ km^2; $L = 10$ km), iar din stînga pe Rîmnicul ($S = 90$ km^2; $L = 12$ km) şi Grădina Mucova ($S = 43$ km^3; $L = 5$ km).

Pe platformele largi din bazin, apele freatice se află la adîncimi mari, în general sub 30 m (după I. Rădulescu), iar în fundul văii Casimcei ele se apropie de suprafaţă, adîncimea obişnuită variind în jur de 5 m. Alimentîndu-se din aceste resurse, precum şi din unele izvoare carstice, rîul nu seacă, apele sale fiind folosite chiar pentru irigarea unei suprafeţe agricole de 300 ha la Casmicea, Pantelimonul de Jos. Extinderea irigaţiilor pe suprafeţe întinse nu se poate permite din cauza lipsei unor resurse de ape mai mari. Există în schimb circa 650 ha terenuri irigabile, dintre care 610 ha cu exces de umiditate, care pot fi redate agriculturii (10).

Sistemele hidrografice din sud-estul Dobrogei au multe particularităţi comune cu cele din sud-vest, însă au dimensiuni mai reduse, sînt mai puternic alimentate de ape subterane în apropierea Mării Negre şi au căderi mai mari prin care se evidenţiază şi mai puternic influenţa carstificării rocilor de bază asupra formării văilor. Ele se varsă în laguna carstică a Siutghiolului şi în limanurile din sud.

Lacul Siutghiol ($S = 19{,}56$ km^2; w = 90—215 mil.m^3) are dimensiunile şi importanţa cea mai mare din întregul complex lacustru din nordul Constanţei. El îndeplineşte rolul centrului de alimentare cu apă dulce al lacurilor din complex (Tăbăcăriei, Taşaul, Corbul) datorită scurgerii subterane bogate care vine dinspre calcarele jurasice de la Canara. Însăşi depresiunea lacustră s-a format în bună parte datorită proceselor paleocarstice din perioada ceaudină şi anterioară. În centrul lacului se întîlneşte o dolină carstică cu o adîncime de peste 16 m, ceea ce ne indică faptul că depresiunea lacustră a fost inundată şi separată de mare după perioada de transgresiune dobrogeană (holocenă, P. Coteţ). Grindurile de nisip pe care se află staţiunea de la Mamaia sînt formaţiuni relativ noi şi ele joacă rolul de ecran de contact de difuziune între apele dulci ale lacului şi apele sărate ale Mării Negre. Nivelul lacului fiind peste nivelul mării cu circa 1,2 m (176—246 cm), apele sale nu sînt periclitate de salinizare marină. Izvoarele subacvatice din lac apar pe linia dislocaţiei din Valea Carierei; ele au caracter ascensional în punctele unde formaţiunile jurasice sînt dezgolite de formaţiunile mai vechi şi sînt acoperite numai de depozitele cuaternare. Nivelul apelor din jurasicul de la Canara, după R. Ciocîrdel, (32) este cu circa 5,5 — 6,0 m deasupra nivelului mării şi-şi asigură un debit mult mai mare decît ceea ce ar fi posibil prin bazinul său superficial ($S = 92$ km^2) în condiţiile bilanţului hidrologic zonal. Subliniem că debitul mediu al aportului subteran în perioada 1958—1967 se apreciază la 1150 l/s (148):

Precipitaţii	231	l/s
Scurgere superficială	28	„
Scurgere subterană	1 150	„
Debuşeuri în lac	8	„
Total intrate	1 417	l/s
Evaporaţie	590	l/s
Consum ireversibil	490	„
Alimentare-evacuare	356	„
Total ieşite	1 436	l/s
Pierderi	19	l/s

Amintim faptul că din rezervele lacului se consumă un volum însemnat pentru alimentarea litoralului şi a oraşului Constanţa.

Afluentul cel mai mare al lacului Siutghiol este Valea Mare ($S = 19$ km²); restul văiugelor aferente au un caracter torenţial (Mamaia sat, Cogealac, Carierei, Valea Cişmelei).

Limanul Tăbăcăria ($S = 0{,}96$ km²; $w = 2{,}032$ mil.m³) face parte de fapt din depresiunea lacustră a Siutghiolului, de care este separat printr-un grind nisipos. Are scurgere spre Marea Neagră şi alimentare dinspre Siutghiol. Apele sale sînt folosite în industrie, agricultură şi piscicultură. Nu are afluenţi, dar colectează prin canalizare apele din timpul precipitaţiilor abundente, dinspre Constanţa.

Limanul Agigea ($S = 0{,}55$ km²) are un bazin de recepţie de 42,2 km². Aportul de apă dulce spre lac nu este suficient pentru îndulcirea lui. În condiţiile adîncimilor care nu depăşesc circa 1 m, mai ales spre margini, în perioadele secetoase se observă depuneri de săruri. Apele freatice din jurul lacului se folosesc pentru irigaţii, fiind dulci şi apropiate de suprafaţă. Bilanţul hidrologic al lacului a fost studiat pentru anii 1964-65 şi 1965—66. Valorile elementelor principale pentru aceşti doi ani sînt următoarele:

Precipitaţii	8—12	l/s
Scurgere superficială	3,1—13	l/s
Scurgere subterană	7— 6	l/s
Total intrate	18,1—31	l/s
Evaporaţie	20—26	„

Limanul Techirghiol ($S = 10{,}68$ km²; $w = 50$ mil.m³; $h = 9$ m) este cel mai întins liman fluvio-marin din zona de litoral. Apele lacului sînt complet izolate de Marea Neagră prin perisipuri, iar aportul de ape superficiale şi mai ales cele subterane sînt suficiente pentru acoperirea evaporaţiei. Bazinul său hidrografic este de 140 km², dar colectorul subteran este probabil mult mai mare. Afluxul de apă dulce provine dinspre coada lacului, din depresiunea lacustră, unde s-a instalat o vegetaţie palustră. Totodată, în partea centrală a lacului mineralizarea apei se ridică la valori în jur de 100 g/l, în compoziţia chimică dominînd clorura de natriu (78%) şi clorura de magneziu (4%). Una dintre valorile terapeutice de seamă o reprezintă nămolul sărat de culoare neagră-verzuie şi cu un miros puternic de hidrogen sulfurat. Staţiunea balneoclimaterică Techirghiol este în prezent profilată pentru tratamentul reumatismelor

cronice poliarticulare şi musculare, anemie, ciroză, rahitism, sciatică, limfatism, scrofuloză, diferite boli ftiziologice, afecţiuni ginecologice etc. Staţiunea este înzestrată cu sanatorii, care primesc anual cca 25 000 de persoane.

În lacul Techirghiol se varsă un singur pîrîiaş, Dereaua ($S = 114$ km²; $L = 7$ km), izvorîtă de lîngă comuna Moviliţa. El drenează apele zonei de efilare marginală a podişului. Izvoarele de la coada lacului, cunoscute sub denumirea de „cainaci" sînt surse slabe de alimentare, dar ele sînt folosite din timpurile cele mai străvechi. Apa de aici a fost transportată în trecut cu sacaua la Eforie şi Eforie-Sud. În cunoştinţa acestor rezerve, mai în amonte, în incinta IAS Biruinţa, s-au forat mai multe puţuri. Cel din anul 1958—59 a dat un debit de 20 l/s, iar mai tîrziu s-au găsit surse din mediu calcaros, cu o debitare de 160 l/s şi 350 l/s(180). Nu este exclusă alimentarea acestor strate şi din rezervele subterane, dinspre teritoriul semiendoreic al Amzacei.

Limanul Tatlageac ($S = 1{,}41$ km²; $w = 2{,}2$ mil.m³) are o cuvetă lacustră asemănătoare cu cea a lacului Techirghiol, numai că are dimensiuni mult mai mici. Bazinul său hidrografic, dominat de pîrîul intermitent Dulceşti sau Tatlageac, are o suprafaţă de 129 km² (148). Apele sale se folosesc pentru irigaţiile din fundul văii.

Lacul este complet izolat de mare prin perisipul lat de cca 60—80 m, din care cauză şi apele lacului sînt sărate. În perioada 1960—1967 s-a obţinut următorul bilanţ hidrologic (148):

Precipitaţii	19 l/s
Scurgere superficială	17 „
Aport subteran	50 „
Total intrate	86 l/s
Evaporaţie	44 „
Folosinţe ireversibile	22 „
Scurgere superficială	12 „
Pompări experimentale	4 „
Infiltraţii prin cordonul litoral	4 „
Total ieşite	86 „

Nivelul lacului este în medie cu circa 1 m mai înalt (între 54 şi 147 cm) faţă de nivelul mării, din care cauză se produc infiltraţii permanente spre mare.

Izvoarele de la Dulceşti şi din aval sînt captate în bună parte pentru alimentări, însă majoritatea localităţilor din jur obţin ape prin puţuri săpate, a căror adîncime variază între 10 şi 30 m (ape freatice din cuvertura de loess sau din depozitele sarmaţiene, în parte calcare).

La sud, pînă la Mangalia, s-au format încă două „iezere" cu caracter lagunar: Iezerul Comorova şi Iezerul Mangalia, ambele amenajate.

În fine, *limanul Mangalia* ($S = 2{,}61$ km²; $w = 15$ mil. m³) îşi păstrează poate cel mai bine caracterul şi contururile fostei văi carstice în care s-a instalat în timpul transgresiunii dobrogene. El comunică şi în prezent cu Marea Neagră, avînd chiar nivele hidrostatice comune. Din acest motiv limanul poate fi socotit ca un golf care-i aparţine mării, dar care în aria sa continentală primeşte alimentare bogată din ape dulci (amonte de comuna Limanu), care asigură şi condiţiile necesare dezvoltării unei vege-

taţii palustre. Lacul are astfel un sector marin şi un sector continental bine distins.

Afluentul principal al lacului este valea *Albeştilor* care superficial pare un curs sec, însă bazinul său hidrografic se dovedeşte extins: cuprinde teritorii probabil şi din Bulgaria. El ar putea avea cca 1 060 km² în total, însă pentru identificarea definitivă este nevoie de studii speciale. Rîul se varsă în lacul Limanu, un iaz cu baraj ($S = 0{,}55$ km²; $w = 776\,000$ m³) la coada lacului Mangalia. Tot în acest sector de lac, utilizat de altfel şi pentru irigaţii, se mai varsă şi pîraiele cu scurgere temporare Hagieni (10,1 km²), Valea Arsă ($S = 30$ km²) şi valea Albeşti (7,5 km²); sînt cunoscute izvoarele carstice bogate de la coada lacului şi izvoarele sulfuroase termale (20 — 28°C) renumite de la Mangalia. Menţionăm, că asupra originii lor există teorii diferite emise de I.P. Voiteşti (197) şi de R.Ciocîrdel—E.Protopescu—Pache (32).

Mai verosimilă este ultima, care presupune originea de adîncime a apelor din Bazinul artezian premaritim dobrogean; aceasta este susţinută de o serie de fapte, ca: apariţia numeroaselor izvoare subacvatice în lacul Mangalia; prezenţa liniei de izvoare (submaritime cu temperaturi de 22—27°C în apropierea vilelor N.Iorga-Broşteanu), precum şi de compoziţia chimică a apelor izvoarelor în care domină clorura de sodiu, carbonaţii de magneziu, de calciu, iodura de sodiu (amestecul cu apa marină) etc.

În Podişul Cobadinului, în zona de cumpănă a apelor, sînt cunoscute două *teritorii semiendoreice* (subreice) carstice, cu un total de cca 100 km². În incinta depresiunii Negru Vodă se pot identifica cinci sisteme de ponoare, iar în cea de la Amzacea—Mereni—trei (v.fig.148). După toate semnele, scurgerea subterană dinspre aceste teritorii se deplasează în direcţia Mangaliei şi Techirghiol.

Observaţiile hidrologice în Dobrogea au fost începute după 1955 la un număr de 24 posturi pe rîuri şi lacuri.

CARACTERISTICI HIDROLOGICE

Pentru Dobrogea în ansamblu, sînt caracteristice fenomenele hidrologice vehemente, de scurtă durată, iar normele precipitaţiilor şi scurgerii sînt cele mai reduse din cuprinsul ţării. Ele trebuie analizate ca surse locale mai mult sub aspectul stabilirii normelor de suplimentare necesară din afara teritoriului Dobrogei, deci din Dunăre.

Bilanţul hidrologic. Caracteristic pentru stepele premaritime ale nordului Mării Negre, relieful Dobrogei şi prezenţa regiunilor carstice pe suprafeţe extinse îi asigură caractere multiple. Între acestea amintim existenţa zonalităţii verticale a elementelor bilanţului hidrologic, precipitaţiile şi scurgerea mai ridicată în partea vestică a Dobrogei şi scurgerea aproape exclusiv subterană pe multe dintre sistemele de văi din sudul podişului.

Cantitatea medie a precipitaţiilor căzute este între 360 mm la Sulina (respectiv 349 mm la Cogealac) şi 513 mm la Atmagea (perioada 1896—1915; 1921—1965); scurgerea medie anuală observată variază teritorial între 13 mm şi 34 mm (v.tabel 155). Pierderile pe calea evaporaţiei şi transpiraţiei se apropie de valoarea precipitaţiilor.

TABELUL 155

Bilanţul hidrologic şi debitele medii ale riurilor din Dobrogea (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	S.baz. (km^2)	Hmed. (m)	Q_0 (m^3/s)	X_0 (mm)	Y_0 (mm)	Z_0 (mm)	U_0 (mm)	Obs.
Teliţa	Poşta	75	177	0,080	480	34	446	6	
Taiţa	Hamcearca	107	192	0,087	490	26	464	5	
Taiţa	Satul Nou	383	142	0,330	485	27	458	4	
Casimcea	Casimcea	97	204	0,085	490	28	462	5	
Casimcea	Casian	590	153	0,415	478	22	456	4	
Gargalîc	Corbul de Sus	23,0	7,8	0,012	400	16	384	—	
V. Neagră	Lumina	19	50	0,008	385	13	372	—	
Topolog	Saraiu	256	177	0,284	500	35	465	5,5	
Iris	Pietreni	10,5	106	0,005	440	16	424	—	

Probleme interesante se ridică în legătură cu bilanţul hidrologic al Dobrogei de sud. Numeroasele emergenţe din periferia Podişului Dobrogei în această parte, precum şi lipsa scurgerii fluviatile propriu-zise din cauza proceselor de infiltraţie carstică de mare anvergură, ne îndreptăţesc să credem că scurgerea medie specifică este relativ ridicată (20—30 mm/an) — dar ea se formează subteran. Studii speciale în acest sens lipsesc — poate din cauza condiţiilor geologice foarte complicate — însăreţeaua deasă de văi cu scurgere episodică superficială ne poate sluji ca dovadă pentru existenţa unor procese hidrologice subterane de seamă. Resursele locale relativ mari de apă au dat naştere la discuţii numeroase, inclusiv ideile provenienţei lor din direcţia Podişului Prebalcanic.

Variabilitatea foarte mare a precipitaţiilor, de la an la an, precum şi condiţiile termice cu temperaturi ridicate îi asigură şi scurgerii anuale o variabilitate mare: pentru 13 ani de observaţii, coeficientul de variaţie (C_v) are valori între 0,40 şi 0,87.

În curînd, în bilanţul hidrologic al Dobrogei de sud, se vor produce modificări estenţiale. În aria haşurată pe harta din fig. 148 vor fi introduse, prin marile sisteme de irigaţii legate de Dunăre şi Carasu, un surplus de 300—500 mm de apă anual, ceea ce va duce la creşterea scurgerii superficiale, a scurgerii subterane şi mai ales la creşterea evapo-transpiraţiei cu cel puţin 250—400 mm. Resursele şi rezervele locale de apă vor creşte cu cel puţin 60—80% (mai ales cele subterane), ceea ce poate duce la transformări însemnate în peisajul fizico-geografic.

TABELUL 156

Procentul scurgerii medii lunare şi sezoniere în Dobrogea (1950—1967)

Rîul	Post hidrometric	I	II	III	IV	V	VI
Taiţa	Satul Nou	9,30	18,0	14,0	13,7	7,25	10,6
Casimcea	Casian	6,45	18,0	9,70	7,15	7,00	11,7

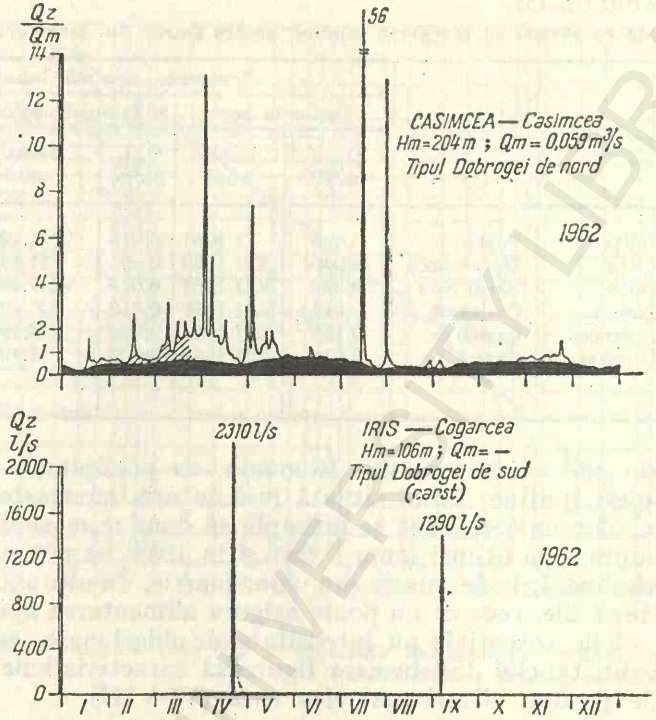


Fig. 149. Unele hidrografe ale rîurilor din Dobrogea (I. Ujvári).

Regimul hidrologic al rîurilor dobrogene este foarte dezordonat: se apropie de „tipul de viituri" întîlnit şi pe coastele nordice al Mării Negre. Aceasta înseamnă de fapt lipsa unei periodicităţi ritmice multianuale a fenomenelor hidrologice, a perioadelor caracteristice (v.fig.149). Cantitatea medie lunară multianuală a precipitaţiilor ne denotă un grad înalt de compensare, neobişnuit în alte regiuni ale ţării. Deşi domină şi aici precipitaţiile din iunie-iulie, se observă o creştere uşoară a lor şi toamna (octombrie-decembrie), care se poate considera ca efect maritim.

Raportul între precipitaţiile anuale minime şi maxime în Dobrogea atinge 3,0—3,2, ceea ce oglindeşte un caracter dezorganizat în producerea lor şi în timpul anului. Astfel, Dobrogea este cunoscută ca regiunea cu iernile

VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	P	V	T	Tip de regim
4,98	2,68	2,40	3,54	5,80	7,75	35,1	34,9	18,3	11,7	Dobrogean
9,80	7,70	5,75	5,40	5,45	5,90	30,4	23,8	29,2	16,6	Dobrogean

TABELUL 157

Date cu privire la scurgerea minimă pentru riurile din Dobrogea

Riul	Post	Scurgerea minimă lunară					Q_{min} asig. 95% zi (perioada caldă)
		Perioada rece		Perioada caldă		Pe an	
		Q_{min} (m^3/s)	Luna-anul	Q_{min} (m^3/s)	Luna-anul	q_{min}(95%) ($l/s.km^2$)	
Teliţa	Poşta	0,046	I.1964	0,015	VIII.1964	0,20	—
Taiţa	Hamcearca	0,040	XII.1963	0,001	VII.1962	0,01	0,000
Taiţa	Satul Nou	0,090	XII.1961	0,035	VIII.1962	0,09	0,010
Casimcea	Casimcea	0,014	XII.1956	0,013	IX.1956	0,13	0,005
Casimcea	Casian	0,135	XII.1962	0,080	VII.1961	0,13	0,010
Topolog	Saraiu	0,014	XII.1960	0,002	VII.1961	0,13 (infl. utilizării)	0,001

cele mai călduroase din România, cu precipitaţii de iarnă şi mai ales zăpezi puţine. Fiind situată însă în aria contrastelor mari ale circulaţiei maselor de aer, iarna se întîmplă să domine mase de aer reci, continentale asupra ei şi atunci (cum a fost şi în 1954) se pot produce şi ape mari de primăvară, în februarie sau chiar martie. În alţi ani zăpada durează numai cîteva zile, ceea ce nu poate asigura alimentarea apelor mari de primăvară.

Ploile torenţiale au intensitate de obicei mare, ceea ce se poate deduce şi din tabelul 158 în care figurează caracteristicile unor cazuri eminente. Ele produc viituri mai ales vara (VI-VIII).

TABELUL 158

Caracteristica unor ploi torenţiale înregistrate în Dobrogea (280)

Staţia pluviometrică	Data	Strat (mm)	Durata (min)	I_{med} (mm/min)
Jurilovca	3. VII.1954	130,2	70	1,86
Tulcea	10.VIII.1939	70,2	30	2,34
Constanţa	11.VIII.1939	104,7	125	0,84
Mangalia	17. IX.1943	94,4	30	3,15

În aceste condiţiuni este evidentă dominarea tipului de regim specific dobrogean (v.tabel 156), cu volumul maxim al scurgerii medii lunare în februarie şi în lunile de vară, cu alimentare pluvială bogată (tip pluvial moderat) şi cu dominare în profil anual a scurgerii medii de iarnă (perioada cea mai umedă din an).

Debitele şi scurgerea maximă. Aceste fenomene se produc în timpul viiturilor din ploile de vară. Durata medie a viiturilor este redusă (7—28 ore) şi ele se produc cu intensitate mare ($Tc = 3—8$ ore). Sosesc deseori cu „front", cu salt hidraulic, care are înălţimi pînă la 1,5—2,0 metri şi viteză de 5—7 m/s. Uneori ele se produc atît de rapid (de ex. Gîrliţa în 1963), încît este aproape imposibilă avertizarea din timp a populaţiei, iar pe suprafeţe mici scurgerea maximă specifică ajunge la 30 $m^3/s/km^2$.

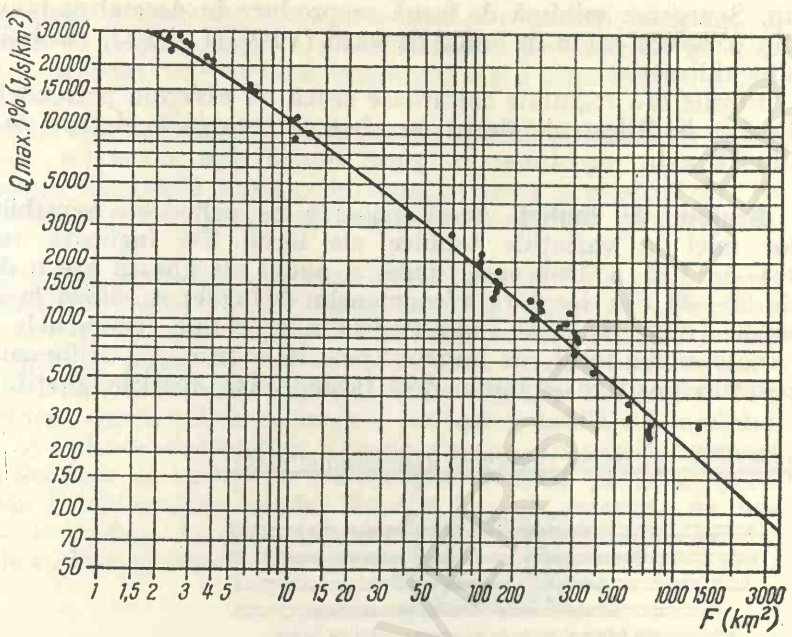


Fig. 150. Relaţia între scurgerea maximă (asig.1%) şi suprafaţa bazinelor de recepţie în cazul rîurilor dobrogene (223)

Surpriza este mai mare în sudul Dobrogei, unde în incinta unor văi carstice scurgerea se observă numai în cazul unor ploi excepţionale, în schimb atunci au forţă distrugătoare. După cum se poate observa şi din tabelul 159 scurgerea maximă poate atinge în cazul asigurării de 1% valori de 8 300 l/s/km².

TABELUL 159

Debitele şi scurgerea maximă cu asigurări diferite în cazul rîurilor din Dobrogea (223)

Rîul	Post	Debit maxim (m³/s) cu asigurare				Scurgere maximă asig. 1% l/s/km².
		1%	5%	10%	20%	
Casimcea	Casimcea	200	142	116	94	2 170
Casimcea	Casian	545	320	226	156	930
Topolog	Saraiu	240	175	137	100	980
Iris	Pietreni	170	85	60	44	16 200

Debitele şi scurgerea minimă. Rîurile sînt atît de mici încît în perioadele secetoase folosinţele lor se reduc în mod esenţial. Valorile înregistrate şi stabilite cu asigurarea de 95% a debitelor medii lunare minime sînt reprezentate în tabelul 157. De aici se poate deduce faptul că, în perioada verilor secetoase ale Dobrogei, scurgerea scade mai mult decît în timpul iernii, cînd există perioade umede, mai îndelungate, aproape în fiecare

an. Scurgerea minimă de iarnă se produce în decembrie-ianuarie, iar cea din perioada caldă în lunile de vară (VI-VIII şi IX), cînd şi consumurile sînt ridicate.

Rîurile din regiunile calcaroase seacă cu excepţia perioadelor de viituri. Pe Iris la Prietreni, de ex. se observă secarea în decurs de 350 de zile din 12 ani.

Regimul de îngheţ. Acest fenomen ne oglindeşte sensibilitatea pîraielor mici la variaţiile termice ale iernii. Ele îngheaţă repede în partea nordică a Dobrogei, unde şi podul de gheaţă are o durată medie de 20—30 zile, iar durata fenomenelor de îngheţ se ridică la 25—45 zile în medie (v fig. 151). În sudul Podişului în schimb fenomenele de îngheţ se cunosc numai local, pe lacuri. Apele izvoarelor din văile carstice au temperaturi pozitive şi iarna, deci îngreunează apariţia gheţii.

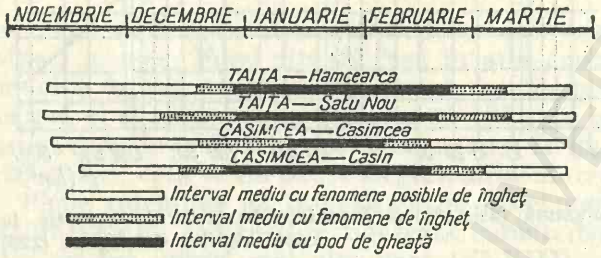


Fig. 151. Diagramele datelor caracteristice ale fenomenelor de îngheţ pentru rîurile Dobrogei (I.Ujvári).

Scurgerea solidă. Eroziune puternică se produce în timpul viiturilor, cînd sînt frecvente şi „selurile" adică torenţii noroioşi. Materialul transportat de apele rîurilor provine mai cu seamă din cuvertura loessoidă. În partea nordică, unde în culmile Pricopan-Tulcea stratul de loess este mai puţin dezvoltat peste rocile de bază şi eroziunea specifică este mai mică (Taiţa la Satul Nou = 0,17 t/ha/an) decît în sud, chiar în Podişul Casimcei (Casimcea la Casian = 1,45 t/ha/an). Date asupra scurgerii solide există pentru aceste două posturi hidrometrice pe perioada 1956—1964 (Satul Nou) şi 1955—1967 (Casian). Gradul de împădurire are o mare importanţă în Dobrogea, însă efectul lui nu se poate sesiza direct pe baza datelor hidrometrice existente.

Particularităţile hidrochimice. Chimismul apelor din Dobrogea se rezumă la existenţa unei influenţe a apelor Mării Negre în zona de litoral asupra apelor din lacuri (Razelm, Mangalia). De altfel, în general domină apele carbonatate din grupa calciului cu mineralizări în jur de 1,0 g/l şi duritate de 15—45 gg.

Marea Neagră, prin apele ei sărate, nu are o influenţă mai de seamă asupra apelor Dobrogei decît în zona litorală. Aceasta se explică prin afluxul continuu al apelor dulci spre mare şi a existenţei, astfel, a unui ecran de difuzie deplasat spre mare. Lacurile sărate de pe litoral (Duingi-Nuntaşi, Istria, Techirghiol, Sinoe) au fost nişte evaporatoare în timpul transgresiunii dobrogene, care s-au închis sau sînt în curs de închidere spre mare

și care și-au păstrat o cantitate mare de săruri și nămoluri. Acestea, la rîndul lor, suferă în etapa actuală o metamorfozare permanentă în condițiile afluxului carbonaților, calciului, magneziului și a altor elemente terigene.

Unele resurse de apă dulce sînt folosite pentru îndulcirea limanelor sărate în trecut. De ex., afluxul de apă dinspre Siutghiol îndulcește apa lacurilor Corbul, Tașaul, Tăbăcăria sau Razelm care în partea sa nordică este îndulcit de apele dunărene pătrunse prin canalele Dranov și Dunavăț etc.

În anii ce urmează, în Dobrogea, vom asista la o serie de mari transformări, între care rezolvarea problemei apei potabile, industriale și agricole joacă un rol esențial. În acest proces vor fi utilizate resursele locale (alimentarea industriei și populației) și apele Dunării. Primii pași de mare anvergură au fost deja făcuți prin captarea apelor carstice din nordul Constanței și realizarea conductei de alimentare cu apă potabilă a litoralului, iar în prezent se extinde sistemul de irigație Carasu. În viitor, urmează rezolvarea problemelor de apă pentru Dobrogea de nord (în bună parte din Dunăre prin transformarea lacului Razelm într-un rezervor de apă dulce), ceea ce contribuie în mare măsură la ridicarea economiei acestui teritoriu atît de roditor și bogat.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bibliografie

1. Anghel, V., *Raionarea hidrochimică a teritoriului R.P.R., în* „Meteor., hidrol., gospod. apelor", nr.1, 1958
2. Anghel, V., Ujvári, I., *Raionarea durității totale a apelor din rîurile de pe teritoriul R.P.R.*, în „Meteor. și hidrol.", nr.3, 1957.
3. Almazov, A.A., Bondar, C. Diaconu, C., Ghedrim, V., Mihailov, V., Miță, P., Nichiforov, I.D., Rai, A.I., Rodionov, N., Stănescu, S., Stănescu, V. și Vaghim, N., *Zona de vărsare a Dunării — monografie hidrologică*, București, 1957.
4. Arghiriade, C., Abagiu, P., și Ceuca, S., *Contribuții la cunoașterea rolului hidrologic al pădurii*, în „Studii, cercet. Inst. cercet. forest.", nr.20, 1960
5. Avădanei, A., Miță, P., State, I., Catană, C., Dobrescu, M., Nicolae, T., Ungureanu, E., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al rîului Argeș*, în „Studii de hidrol.", nr. 14, 1966
6. Bălășescu, L., Dincă, A., Gruia, E.,Iliescu, L., Mihăilescu, Gh., Miță, P., Nițulescu, M., Nae D., Nicolae, T., Platagea, M. și Tîștea, A., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al rîului Ialomița*, în „Studii de hidrol.", 1966
7. Banu, A.C. și Rudescu, L., *Delta Dunării*, Editura Științifică, București, 1965
8. Bleahu, M., Rusu T., *Carstul din România*, în „Lucr. Instit. de speol. E. Racoviță", tom IV, 1965
9. Bleahu, M., Șerban, M., *Bazinul endoreic Padiș—Cetățile Ponorului. Propunere pentru un viitor parc național*, în „Ocrotirea naturii", nr.4, 1959
10. Blidaru, V., Georgescu, P., Gheorghiu, I.M. și Vlădescu, D., *Hidroameliorațiile în R.P.R. Monografie*, Editura agro-silvică, București, 1962
11. Boisnard, I. și Pârvulescu, C., *Resursele de apă ale R.S.România* Studiu litografiat, CSA-ISCH, București, 1967
12. Bondar, C., *Contribuție la studiul nivelurilor Mării Negre*, în „Studii de hidrol.", nr.4, 1963
13. Idem., *Date asupra pătrunderilor de apă marină în albia gurii canalului Sulina*, în „Studii de hidraulică", nr.9
14. Idem, *Influența fluviului Dunărea asupra regimului hidrologic al Mării Negre*, în „Studii de hidrol.", nr.19, 1967
15. Idem, *Observații asupra salinității în complexul lacustru Razelm-Sinoe*, în „Studii de hidraulică", nr. 9.
16. Bondar, C., Roventa, V., *Curenții din lungul litoralului românesc al Mării Negre și influența lor asupra stratificației maselor de apă*, în „Studii de hidrol.", ISCH, vol.19, 1967.
17. Brătescu, C., *Oscilațiile de nivel ale apelor și bazinului Mării Negre în Quaternar*, în „Bul.Soc.rom.geogr.", LXI, 1942.
18. Buta, I., *Someșul, Studiu hidrologic* (lucrare de doctorat în manuscris), 1967
19. Buta, I., Pînzaru, T. și Füstös, C., *Cîteva aspecte de viituri din 16-19 febr. 1958 pe Someșul Mare și afluenții săi*, în „Studia Univ. Babeș-Bolyai", ser.geol.-geogr., fasc. 1, 1963.
20. Buta, I. și Săndulache, Al., *Lacurile din bazinul Ludușului*, în „ Probl. de geogr.", nr.8, 1961.

21. Cădere, R., Avramescu, E., Tomescu, G., Rădulescu, M. şi Roşescu, E. *Studiul hidrogeologic de sinteză pentru teritoriul R.P.R.*, în „Studii de hidrogeol." nr.3, 1964.
22. Cădere, R., Constantinescu, T., *Apele de adîncime din Cîmpia Română de nord-est şi sudul Podişului Moldovenesc*, în „Studii de hidrogeol." nr.2, 1964
23. Cădere, R., Enea, I., Constantinescu, T., Rădulescu, M., Neamţu, V., Mironescu, C., *Consideraţiuni hidrologice privind apele subterane* din bazinul hidrografic Siret, în „Studii de hidrogeol.", nr.2, 1964.
24. Cădere, R., Podani, M., *Studiul resurselor de apă din Republica Socialistă România*, în „Hidroteh., gosp. apelor şi meteorol.", nr.8, 1969.
25. Cantemir, D., *Descrierea Moldovei*, Editura G.Pascu, Bucureşti, 1923.
26. Chiriac, V., *Problema protecţiei calităţii apei în R.P.R.*, în „Hidroteh., gosp. apelor şi meteorol." nr.4, 1964.
27. Idem, *Protecţia apelor Mării Negre în zona litoralului românesc*, în „Hidroteh., gosp. apelor şi meteorol.", nr.6. 1967.
28. Ciaglîc, V., *Observaţii asupra îngheţului pe lacul de acumulare Izvorul Muntelui-Bicaz în iarna anului 1961-62*, în „An.şt.Univ. Al.I.Cuza ser.geob.geogr. Iaşi, nr.10, 1964.
29. Idem, *Cîteva date referitoare la influenţele pe care le are lacul de acumulare Izvorul Muntelui-Bicaz asupra regimului hidrologic al rîului Bistriţa*, în „Comunic.geogr.", nr.3, 1965.
30. Ciaglîc, V., Mircan, I. şi Munteanu, D., *Lacul de acumulare de la Izvorul Muntelui Bicaz — probleme hidrologice şi biologice pe care le pune în etapa actuală*, în „Natura", nr.6, 1962.
31. Ciocîrdel, R., *La circulation générale des eaux de la Mer Noire*, în „Bul.Soc.rom. geogr." 56, 1937.
32. Ciocîrdel, R., Protopopescu, Pache Em., *Consideraţii hidrogeologice asupra Dobrogei*, în „Studii tehn. econ. Comit. geol."., ser. E. Hidrogeol., nr.3, 1955.
33. Cogălniceanu, Al., Iorgulescu, E., *Orientări actuale în hidroenergetică*, Editura Tehnică, Bucureşti, 1967
34. Constantinescu, C., *Contribuţie la cunoaşterea fenomenului de iarnă pe Dunăre pe sectorul aval de T.Severin*, în „Hidroteh. gosp. apelor şi meteorol"., nr.2, 1964.
35. Constantinescu, C., Goldştein, M., Haram, V., Solomon, S., *Hidrologie*, Editura tehnică, Bucureşti, 1956.
36. Constantinescu, Gh.P., *Studiile hidrogeologice pentru alimentarea cu apă potabilă a oraşului Craiova*. „Hidroteh. gosp. apelor şi meteorologia nr.3, 1968.
37. Coteţ, P., *Cîteva observaţii asupra formării lacurilor şi reţelei de văi secundare din Cîmpia Română*, în „Anal.Univ. C.I.Parhon," ser. şt.nat., nr.6, Bucureşti, 1957.
38. Csermak, B., Dohnalik, J., Károly, Z., Lászlóffy W., Puskás T., Somogyi S., Szesztai K., *Magyarország felszini vizei*, VITUKI, Budapest, 1967.
39. Davîdov, L.K., *Ghidrografia SSSR*, vol.1—2, în „Izd.Len., univ.im. A.A.Jdanova" Leningrad, 1953.
40. Diaconu, C., *Rezultate noi în studiul scurgerii de aluviuni în suspensie a rîurilor R.P.R.*, în „Studii de hidrol.", nr.11, 1964
41. Diaconu, C., Avădanei, A., Ciobanu, S., Motea, I., *Despre stabilitatea albiilor rîurilor R.P.R., în ultimii 30—40 ani*, în „Studii de hidrol.", nr.3, 1962.
42. Idem, *Unele rezultate ale studiului temperaturii apei rîurilor din R.P.R.*, în „Studii de hidrol.", nr.3, 1962
43. Diaconu, C., Dumitrescu, S., Lăzărescu, D., Ujvári, I., *Scurgerea medie specifică a rîurilor din R.P.R.*, în „Lucr.D.S.H." ser. hidrol nr.1, 1954.
44. Diaconu, C., Lăzărescu, D., *Hidrologia. Manual pentru şcolile tehnice*, Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti, 1965.
45. Donisă, I., Poghirc, V., *Valea Bistriţei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1969.
46. Dragomirescu, Ş., Gâştescu, P., *Formarea prin baraj natural a lacului Betiş*, în „Probl. de geogr.", nr.7, 1960
47. Dukič, D., Sava. *Potamoloska studia*, Monographies, CCLXXV, Beograd, 1957.
48. Dumitrescu, S., *Variaţia scurgerii anuale la rîurile din R.P.R.* în „Hidroteh., gosp. apelor şi meterol.", nr.12, 1964.
49. Idem, *Variaţia scurgerii fluviale cu aplicaţie la rîurile din România*, Teză de doctorat (litografiat), Bucureşti, 1969.
50. Dumitrescu, I., Săndulescu, M., Lăzărescu, V., Mirăuţă, O., Pauliuc, S., Georgescu, C., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, în „An. Com. geol.", nr.32, 1962

51. Ficheux, R., *Remarques sur la réseau hidrographique du Bihor septentrional (Munţii Apuseni)*, în „Mel. Inst. fr. en. Roum.", nr. 2, 1929.
52. Florea, N., *Adîncimea critică a apei freatice în cîmpia subcolinară Mizil—Stîlpu*, în „Bul. Acad. RPR", secţ, biol. agr. geol., geogr., nr.6, 1954.
53. Füstös, C., *Caracterizarea hidrochimică a bazinului rîului Someş*, în „Meteorol. hidr., gosp. apelor", nr. 2, 1960.
54. Gaspar, E., Oncescu, M., *Introducere în radiohidrologie*, Editura Academiei, Bucureşti, 1967.
55. Gâştescu, P., *Caracteristicile hidrochimice ale lacurilor R.P.R.*, în „Meteorol. hidrol. gosp. apelor", nr.2, 1960.
56. Idem, *Lacurile din R.P.R. Geneză şi regim hidrologic*, Editura Academiei, Bucureşti, 1963.
57. Idem, *Lacurile din România. Limnologie regională*. Ed. Acad. RSR. Buc. 1971.
58. Idem, *Quelques problèmes concernant le bilan hydrologique des lacs du Delta du Danube*, în „Rev.Roum.de géol. géoph. etgéogr.", nr.10, 1966.
59. Idem, *Tipurile de lacuri din R.P.R. după originea cuvetei lacustre*, în „Probl. de geogr.", nr.8, 1961.
60. Idem, *Zonele lacustre de pe teritoriul R.P.R.*, în „Com.Acad. R.P.R.", nr.12, 1962.
61. Gâştescu, P., Breier, A., *Caracteristicile hidrochimice ale lacurilor din Valea Dunării*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol." nr. 7., 1967.
62. Idem, *Quelques aspects du bilan hydrologique des lacs de la plaine inondable du Danube*, în „Rev.Roum.de géol., géophys. et géogr." sér.géogr., nr.9, 1965.
63. Gâştescu, P., Nicola, A., *Lacurile de pe valea Colentinei. Geneza şi regimul hidrologic*, în „Com.Acad.R.P.R.", nr.9, 1961.
64. Gâştescu, P., Breier, A., *Les lacs artificiels de la Roumanie*, în „ Rev.Roum. de géol.,géoph. et géogr.", ser.géogr., nr.2, 1969.
65. Geley, I., *A Szent Anna tó*, în „Földrajzi Közl.", 1909.
66. Gheorghiu, I.M., *Irigarea fineţelor naturale şi a livezilor în raionul Făgăraş*, în „Hidrotehnica", nr.2, 1963.
67. Gîrbacea, V., *Consideraţii cu privire la evoluţia reţelei hidrografice în partea de N-E a Podişului Transilvaniei (Dealurile Bistriţei)*, în „Stud.Univ. Babeş-Bolyai, ser.2, fasc.1, 1961.
68. Giurcăneanu, C., Mocanu ,C., *Valea Oltului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1967.
69. Glimbovski, N., Negulescu, M., Rădescu, C., *Protecţia calităţii apelor în Republica Socialistă România*, în „Hidroteh., gosp.apelor, meteorol.", nr.8, 1969.
70. Grigoraş N., *Gelologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R.*, Editura tehnică, Bucureşti, 1961.
71. Grumăzescu, H., Stăncescu, C., Popova, A., Nedelcu, E., *Delta Dunării*, în „Natura", nr.1, 1962.
72. Gugiuman, I., *Regimul hidrografic al Mureşului*, în „Rev. şt. V. Adamachi", nr. 30, 1944.
73. Horváth, S., *A csatornázás hatása a Magyar Duna jégjárására*, în „Vízügyi Közl.", nr.4, 1960
74. Iacob, E., *Consideraţii asupra bilanţului hidrologic din Munţii Apuseni*, în „Studia Univ. Babeş-Bolyai, ser.geol.-geogr., fasc.2, 1965.
75. Iacobi, R., *Hidrografia Ardealului*, Sighişoara, 1933.
76. Iancu, S., *Contribuţii la cunoaşterea lacurilor alpine din masivul Parîng*, în „Anal. Univ. C.I.Parhon", Ser.şt.nat., geol.-geogr., nr.27, 1961.
77. Ielea, P., Pricop, Gh., *Apele subterane din Platforma Covurlui*, în „Lucr.şt.Inst. agr.Iaşi", 1960.
78. Ioaniţoaia, H., *Schiţă de raionare ameliorativă a apelor freatice de pe teritoriul R.P.R., cu privire specială asupra terenurilor interesate la lucrări de îmbunătăţiri funciare*, în „Hidrotehnica" nr.11, 1962.
79. Istoşin, I.V., *Okeanografia*, Ghidrometizdat, Leningrad, 1953.
80. Jelezniac, I. A. Krasovskaia, T.M., *Ressursî recinovo stoka i vodnîi balans Ucrainî i Moldavii*, în „Trudî Ucainskoi N.I.G.I" nr.64, 1966.
81. Kaganer, M. S. Diukel, N.S., *Isparenie s vodnoi poverhnosti na territorii Ucrainî i Moldavii*, în „Trudî Ucrainoskoi N.I.G.", nr.64, 1966.
82. Kamenski, G. N., Tolstihina, M.M.Tolstihin, N. I., *Gidrogeologia SSSR*, Gosgeol tehizdat, Moskva, 1959.
83. Knipovici, N.M., *Ghidrologhiceskie issledovania na Cernom More*, în „Trudî Azovskogo-Cernomorskoi nauci promîs, eksped.", nr.10, 1932.

84. Kresser, W., László ffy, W., *Hydrologie du Danube, La houille blanche*, nr.2, 1964.
85. László ffy, W., *Die Hydrographie der Donau*, în „Limnologie der Donau" Stuttgart, 1965.
86. Lăzărescu, D., Panait, I., *Bilanțul hidrologic al R.P.R.*, în „Metereol. și hidrol.", nr.4, 1957.
87. Idem, *Unele probleme în legătură cu tipizarea regimului scurgerii rîurilor din R.P.R.*, în „Meteorol. și hidrol." nr.2, 1956.
88. Idem, *Tipurile de regim ale rîurilor din R.P.R.*, în „Meteorol. și hidrol"., nr.4, 1957.
89. Lepși, I., *Die Seen Rumäniens und ihre Bewirtschaftung* în, „Naturhistor. Museum", 1935.
90. Lîsenko, K.A., *Minimalnîi stok rek Ucrainî i Moldavii*, în „Trudî Ucrainskoi N.I. G.I.", nr.64, 1966.
91. Liteanu, E., *Cercetări geologice și hidrologice în Cîmpia Română de N-E*, în „Studii teh.ec.comit.geol." nr.5, 1961.
92. Idem, *Raionarea apelor de adîncime din Cîmpia Română orientală* dintre Argeș și Siret, în „Bul.șt.geol.-geogr.", nr.1, 1956.
93. Liteanu, E. și colab., *Raionarea hidrogeologică a teritoriului R.P.R.*, în „Probl. de geogr.", nr.6, 1958.
94. Liteanu, E., Ghenea, C., *Relații hidrogeologice și hidrogeochimice între apele freatice și apele lacurilor din Cîmpia Română Orientală*, în „Studii și cercet." ser. geol., nr.7, 1962
95. Liteanu, E. Ghenea, C., *Cuaternarul din România*, în „Studii tehn. Comit.geol.", ser.H.nr.1, 1966.
96. Liteanu, E., Macarovici, N., Bandrabur, T., *Studiu geologic și hidrogeologic al zonei Iași prin foraje de mare adîncime*, în „Studii teh.ec.comit.geol.",ser.E., nr.6, 1963.
97. Liteanu, E., Opran, C., Radovici, I., *Perspectivele descoperirii de ape hipertermale și termominerale în Depresiunea Panonică*, în „Natura", ser. geol., nr.5, 1963.
98. Liteanu, E., Pricăjan, A., *Alcătuirea geologică a Deltei Dunării*, în Hidrobiologia", nr.4, 1963.
99. Liteanu, E., Pricăjan, A., Bandrabur, T., Vasilescu, G., Martiniuc, C., Gavrilescu, L., Gheorghe, A., Căldăriu, D., Vintilescu, I., Nimigeanu, G., *Studiu hidrogeologic privind Oltenia de S-E*, în „Studii tehn.ec. Comit. geol.", nr.5, 1961.
100. Lvovici, M.I. *Celovek i vodî*, Geografgiz, Moskva, 1963.
101. Idem, L'hydrogéographie et le rôle de M.Pardé dans son développement, în „Mélanges M.Pardé", OPHRYS, 1968.
102. Lvovici, M.I., Ujvári, I., *Problemele raionării hidrologice ale R.P.R.*, în vol. „Realizări în geografia R.P.R. în perioada 1947-1957", Editura Științifică, București, 1958.
103. Macovei, G., *Hidrologia subterană a Dobrogei de Sud*, în „Rev.șt. V. Adamachi", nr.3, 1912.
104. Maksakovski, V.P., *Bolșoi Dunai*, Izd.znanie, Moskva, 1963.
105. Mălăcea, I., *Lacurile alpine și viața din ele*, în „Natura", nr.6, 1956.
106. Marosi, P., *Originea mineralizării apelor freatice din Cîmpia interfluvială Buzău-Rîmnicul Sărat*, în „Studii tehn.Comit.geol.", ec.ser. E, nr.2, 1967.
107. Idem, *Raportul hidraulic dintre rîul Rîmnicul Sărat și apele freatice în zona de contact a Subcarpaților cu Cîmpia Română*, în „Studia Univ. Babeș-Bolyai", ser.geol.geogr., fasc.1, 1963.
108. Marosi, P., Maxim, I.Al., Mészáros, N., Soos, I., *Orizont acvifer artezian în eocenul superior al bazinului Huedin*, în „Studia Univ. Babeș-Bolyai" ser.geol.geogr., fasc.1, 1965.
109. Martiniuc, C., *Cercetări geomorfologice și hidrogeologice în raionul Bîrlad*, în „D. de S. ale Com.geol.", nr.38, 1950-51.
110. Martiniuc, C., Safca, M., Băcăuan, V., Barbu, Al., Pantazică, M., *Contribuție la studiul hidrogeologic al regiunii orașului Iași*, în „Probl. de geogr., nr.3, 1956.
111. Mateescu, Cr., Boisnard, J., Pîrvulescu, C., *Problemele actuale ale gospodăririi apelor în Republica Socialistă România*, în rev. „Hidroteh.gosp. apelor și meteorol." nr.2, 1969.
112. Mateescu, Cr., Vladimirescu, I., Boisnard, J., *Considerații asupra economiei apei în R.P.R.*., în „Hidrotehnica", nr.4, 1957.

113. Maxim, I. Al., *Contribuţiuni la explicarea fenomenului de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania* (Lacurile de la Sovata), în „Rev.Muz.geol.", nr.3, Cluj, 1929.
114. Idem, *Contribuţiuni la explicarea fenomenului de încălzire a apelor lacurilor sărate din Transilvania. II. Lacurile de la Ocna Sibiului*, în „Rev.Muz.geol.", nr.4, Cluj, 1931.
115. Idem, *Izbucuri. Izvoare intermitente de la noi*, în „Rev.geogr.rom." fasc.II-III, nr.4, 1941.
116. Mészáros, N., Marosi, P., *Orizonturile acvifere din împrejurimile oraşului Cluj*, în „Studia Univ. Babeş-Bolyai", ser.geol.-geogr., fasc.2, 1967.
117. Micalevici-Velcea, V., *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei R.P.R., Bucureşti, 1966.
118. Mihăilescu, V., *Carpaţii Sud-estici*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti 1963.
119. Idem, *Dealurile şi cîmpiile României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti 1966.
120. Idem, *România (Geografia fizică)*, Bucureşti, 1936.
121. Idem, *Văile carpatice transversale*, în „Natura", ser.geol.geogr. nr. 4, 1965.
122. Miţă, P., *Inghetul Dunării la vîrful Deltei*, în „Studii de hidrol.", nr.5, 1963.
123. Idem, *O metodă aproximativă de determinarea debitelor maxime pe rîurile din R.P.R.*, în „Studii de hidrol.", nr.1, 1961.
124. Mociorniţă, C., *Calculul debitelor maxime pe rîurile din R.P.R.*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol"., nr.1, 1965.
125. Mociorniţă, C., *Scurgerea maximă pe rîurile din R.S.R. şi sectorul inferior al Dunării*. Teză de doctorat. Rezumat (litografiat) Bucureşti, 1969.
126. Mociorniţă, C., Buta, I., Aniţan, I., Moldoveanu, V., Niţulescu, M., Posteucă, D., Dincă, A., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al rîului Someş*, în „Studii de hidrol.", nr.20,1967.
127. Mociorniţă, C., Dincă, A., Niţulescu, M., *Repartiţia scurgerii pe sezoane şi luni în cadrul anului mediu pe rîurile din R.P.R.*, în „Studii de hidrol.", nr.5, 1963.
128. Mociorniţă, C., Niţulescu, M., Vîrcol, L., Dincă, A., Voicu, Gh. Mihăilescu, Gh., Nae, D., Mihail, I., Muşatescu, P., *Monografia hidrologică a bazinelor hidrografice ale rîurilor Vişcu-Iza Săpînţa-Tur*, în „Studii de hidrol.". nr.8, 1964.
129. Mociorniţă, C., Birtu, E., Bordeianu, N., Dincă, A., Gruia, E., Miţă P., Niţulescu, M., Posteucă, D., Ricu, Th., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic Crişuri*, în „Studii de hidrol.", nr.XXIV, 1968.
130. Morariu, T., Călinescu, M., Platagea, Gh., Popa, Gh., Posea, Gr., *Contribuţii la studiul fizico-geografic al văii Tîrnava Mică*, în „Probl. de geogr.", nr.9, 1963.
131. Morariu, T., Conea, A., Călinescu, M.,*Raionarea fizico-geografică a Bălţii Ialomiţa*, în „Studii Univ. Babeş-Bolyai", ser.geol.-geogr., fasc.2, 1965.
132. Morariu, T., Gâştescu, P., Savu, Al., Pişota, I., *Les types génétiques de lacs et leur délimitation sur le territoire de la R.P.Roumaine*, în „Receuil d'études géographiques...", Academia R.P.R., Bucureşti, 1960.
133. Morariu, T., Pişota, I., Buta, I., *Hidrologie generală*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 1962.
134. Morariu, T., Savu, Al., Călinescu, M., *Contribuţii la hidrografia regiunii Reşiţa*, în „Probl. de geogr.", nr.3, 1956.
135. Morariu, T., Savu, Al., Dumbravă, F., *Densitatea reţelei hidrografice din R.P.R.*, în „Bul.Şt.Acad.R.P.R.", ser.geol.geogr., nr.1, 1956.
136. Morariu, T., Morariu, S., Savu, Al., *Lacurile din România. Importanţă balneară şi turistică*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1968.
137. Moţoc, I., Avram, P., *Contribuţiuni la cercetarea eroziunii solului în Cîmpia Transilvaniei*, în „Bul.I.C.A.R.", nr.23, 1956.
138. Murgoci, Gh.M., *Opere alese*, Editura Academici, Bucureşti, 1957.
139. Mustaţă, L., *Cu privire la debitele maxime din ploi pe rîurile din R.P.R.*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol.", nr.3, 1964.
140. Idem, *Cu privire la metodica de calcul a precipitaţiilor maxime pe teritoriul R.P.R.*, în „Hidroteh. gosp.apelor şi meteorol.", nr.2, 1964.
141. Idem, *Scurgerea maximă pe rîurile din nordul Moldovei, produse în perioada mai-iunie 1965*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol.", nr.10, 1967.
142. Mustaţă, L., Gilyen, I., Alboiu, M., Miţă, P., Posteucă, D., Ciobanu S., Georgescu, N., Gruia, I., Bordeianu, N., Ştefan, E., Corban, V.,

Monografia hidrologică a bazinului hidrologic al rîului Jiu, în „Studii de hidrol.", nr.15, 1966.
143. Mustaţă, L., Miţă, P., *În problema calculului debitelor maxime pe rîurile din R.S.R.*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol.", nr.3, 1967.
144. Năstase, Gh., *Delta Dunării în lumina izvoarelor antice*, în „Rev.şt. V.Adamachi" nr.29, 1932.
145. Năstase, Gh.I., *Valea Prutului*, în „Rev.geogr.I.C.G.R.", nr.2, 1945.
146. Nichitin, A., Iziumov, S., *Studii asupra posibilităţilor de valorificare în comun a luncii Prutului*, în „Rev.Inst.pt.agric." nr.1, 1962.
147. Nicolae, T., *Situaţia actuală şi problema de dezvoltare în cercetarea lacurilor*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol." nr.4, 1967.
148. Idem, *Consideraţii asupra regimului hidrologic al lacurilor de pe litoralul românesc al Mării Negre*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol.", nr.4, 1969.
149. Nicolau, C., *25 de ani de realizări în domeniul lucrărilor de îmbunătăţiri funciare*, în „Hidroteh.gosp.apelor şi meteorol." nr.8, 1969
150. Nicolescu, M., *Apele termominerale din zona oraşului Hîrşova*, în „Hidroteh.gosp. apelor şi meteorol.", nr.3, 1965.
151. Idem, *Contribuţii la cunoaşterea apelor de adîncime din ţinutul cuprins între Siret şi Prut*, 1965.
152. Idem, *Hidrogeologia calcarelor (carstului) în R.S.România*, în „Hidrotehnică, gosp. apelor şi meteorol.."nr. 1, 1967,
153. Idem, *Lacurile helioterme sărate*, în „Meteorol., hidroteh.gosp.apelor", nr., 1, 1962.
154. Idem, *Rolul tectonicii în circulaţia şi găsirea apei în carstul din Dobrogea*, în„Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol.", nr.1, 1965.
155. Nissim, A., Boisnard, I., Stănculescu, M., *Problema utilizării resurselor de apă în Republica Socialistă România*, în Hidroteh.gosp.apelor şi meteorol.", nr.8, 1969.
156. Niţulescu, M., Păduraru, A., *Secarea rîurilor în bazinul Prut*, „Studii hidrol." nr.12, 1965.
157. Idem, *Secarea rîurilor în bazinul rîului Motru, în „Studii hidrol."*, nr.1, 1961.
158. Obreja, A., *Cîteva date hidrogeologice asupra Cîmpiei Tecuciului* în „Probl. de geogr.", nr.7, 1960.
159. Oncescu, N., *Geologia R.P.R.*, Editura Tehnică, Bucureşti, 1959.
160. Onufrienco, L.G., *Norma i izmencivosti godovovo stoka rek* Ucrainî i Moldavii, în „Trudî Ucrainskoi N.I.G.I", nr.64
161. Opreanu, R., *Istoricul şi funcţionarea staţiunilor hidrometrice şi prelucrarea materialului statistic de către Serviciul Hidrografic din Direcţiunea Generală a Apelor*, în „Anuarul hidrogr.", 1925.
162. Oprescu G. Al., *Apele de izvoare din talvegul muntos al Ialomiţei*, în „Bul.Soc.rom. geogr.", nr.25
163. Orghidan, N., *Văile transversale din România*, Editura Academiei, Bucureşti, 1969
164. Panait, I.,Bobeica, Al., *Precizări privind formarea şi evoluţia fenomenului de heliotermie în lacul Ursu-Sovata*, în „Hidroteh. gosp.apelor şi meteorol.", nr.6, 1968.
165. Păduraru, A., Nicolae, T., Miţă, O., Catană, C., Popovici, V., Ungureanu, E., Reveica, M., *Monografia hidrologică a rîurilor şi lacurilor din Dobrogea*, în „Studii de hidrol.", nr.23, 1968.
166. Papiu, C.V., *Asupra originii mineralizaţiei apelor termale de la Băile Herculane*, în „Studii şi cercet.geol.", nr.5, 1960.
167. Paraschiv, D., *Asupra cursului actual al Dunării în aval de T.Severin* în „Natura", ser.geol.geogr., nr.6, 1961
168. Idem, *Contribuţii la studiul apelor din Piemontul Cîndeşti*, în „Probl. de geogr.", nr.7, 1960.
169. Idem, *În legătură cu orientarea văii Bîrladului*, în „Natura", ser. geogr.geol, nr.6, 1964.
170. Pavel, D., *Amenajarea căderilor de apă din România*, I.R.E.1936
171. Idem, *Forţele hidraulice disponibile ale României*, Bucureşti, 1929.
172. Idem, *Hidrografia Dunării, I.R.E.*, 1938
173. Idem, *Plan general de amenajare a forţelor hidraulice*, I.R.E. 1933.
174. Idem, *Rîul Sebeş, amenajarea hidroenergetică*, I.R.E., 1927
175. Idem, *Valorificarea complexă a resurselor hidraulice*, în „Hidrotehnica", nr.2, 1961
176. Pavel, D., Constantinescu, Gl., *Amenajări hidrotehnice pe Bîrzava superioară*, în „Hidrotehnica", nr.5, 1961.

177. Pânzaru, T., *Lacurile carsto-saline din complexul lacustru de la Ocna Şugatag (Maramureş), Aspecte morfologice şi morfometrice,* în „Studia Univ. Babeş-Bolyai" ser.geol. geogr.fasc.2, 1969
178. Petrescu, I., *Delta Dunării,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1957.
179. Pîslăraşu, I., *Alimentarea cu apă a oraşului Iaşi,* în „Hidrotehnica", nr.5, 1958.
180. Idem, *O nouă sursă de apă pentru alimentarea staţiunilor de pe litoralul românesc al Mării Negre,* în „Hidrotehnica", nr.3, 1962.
181. Pişota, I.T., *Harta raionării apelor minerale din R.P.Română,* în „Probl. de geogr.", nr.9, 1963.
182. Idem, *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali.* Studiu hidrologic. Ed. Acad. RSR, 1971.
183. Idem, *Lacurile glaciare din Munţii Retezat,* în „Natura", ser. geogr., geol. nr.6, 1964.
184. Pişota, T.I., Trufaş, V., *Sursele de alimentare cu apă a lacurilor din relieful glaciar al Carpaţilor Meridionali,* în „Anal. Univ. C.I.Parhon", ser. şt. nat. geol., geogr., nr. 27, 1961.
185. Platagea, G., *Consideraţii asupra genezei şi frecvenţei viiturilor cu aplicaţie la teritoriul R.P.R.,* în „Probl.de geogr.", nr.8, 1961.
186. Platagea, G., Alexandrescu, G., Birtu, E., Platagea, M., *Parametrii ai ploilor torenţiale utilizaţi în calculele hidrologice privind scurgerea maximă,* în „Studii de hidrol.", nr.17, 1966.
187. Platagea, G., Drăghindă, D., Birtu, E., Platagea, M., Nicolae, T., Stanciu, N., Păduraru, A., Popovici, V., Miţă, P., Gruia, E., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al rîului Siret,* în „Studii de hidrol.", nr.22, 1967.
188. Platagea, G., Popa, G., *Studiul debitelor maxime pe rîurile dintre Ialomiţa şi Trotuş,* în „Meteorol.hidrol.gosp.apelor", nr.1, 1961.
189. Podnai, M., *Asupra modificărilor regimului de scurgere al Dunării* în „Hidroteh.,gosp. apelor şi meteorol.", nr.10, 1965.
190. Idem, *Gospodărirea complexă şi raţională a apelor ţării, în atenţia permanentă a P C R,* în „Hidrotehnica" nr.5, 1971.
191. Pop, E., *Mlaştinile de turbă din R.P.R.,* Editura Academiei R.P.R. Bucureşti, 1960.
192. Pop, Gh., *Influenţa structurilor şi mişcărilor neotectonice asupra genezei bazinelor lacustre din Cîmpia Transilvaniei,* în „Studia Univ. Babeş-Bolyai", ser.geol.geogr., fasc.2, 1966.
193. Idem, *Noi contribuţii geomorfologice privitoare la cursul inferior al Mureşului, Vechiul curs Mureş-Bega,* în „Lucr.Inst.geogr. Cluj", nr.8, 1947.
194. Popescu, N., Jelenicz, M., Schmidt, N., *Unele date privind dinamica albiei văii Cerna-Banat,* în „Hidroteh.gosp.apelor şi meteorol.", nr.10, 1967.
195. Popescu-Voiteşti, I., *Evoluţia geologică, paleogeografică a pămîntului românesc,* în „Rev.Muz.geol." Cluj, 1936.
196. Popescu-Voiteşti, *Mangalia. Situaţia sa geologică şi originea izvoarelor sale minerale,* în „Anal.Dobrogei", 1933.
197. Popovici, L., Semenescu, M., Nicolaescu, P., *Combaterea efectelor distructive ale apelor în ultimii 25 de ani şi perspective de viitor,* în „Hidroteh.gosp.apelor, meteorol"., nr.8, 1969
198. Posea, Gr., *Ţara Lăpuşului, Studiu de geomorfologie,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1962.
199. Pricăjan, A., *Cercetări hidrogeologice în ţinutul de cîmpie dintre Buzău şi Ialomiţa,* în „Studii teh.ec.comit.geol." nr.5, 1961.
200. Idem, *Cum s-a format Delta Dunării,* în „Natura", ser.geogr., geol., nr.3, 1965.
201. Prişcu, R., Teodorescu A., Flegont Gh., *Sistemul hidroenergetic Baia Mare,* în „Hidroteh.,gosp.apelor şi meteorol.", nr.11, 1965.
202. Puskás, T., *Adatgyűjtemény Magyarország felszíni vizeiről,* VITUKI, Budapesta, 1961.
203. Rădulescu, N.Al., Velcea, I., Petrescu,N., *Geografia agriculturii României,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1968.
204. Rick, I., *Asupra variaţiunii nivelului apelor Moldovei şi Bistriţei,* în „Bul.Soc.rom. geogr.", nr.42, 1923.
205. Roventa,V., *Contribuţie la studiul curenţilor totali în Marea Neagră,* în „Studii de hidrol.", nr.19, 1967.
206. Rudescu, L., Niculescu, C., Chivu, I.P., *Monografia stufului din Delta Dunării,* Editura Academiei, Bucureşti, 1965.
207. Săndulache, Al., *Zona inundabilă a Someşului Mic,* în „Probl. de geogr.", nr.5, 1957.
208. Săndulache, Al., *Lacurile din Cîmpia Transilvaniei,* lucrare doctorat (manuscris), Cluj, 1962.

209. Savu, Al., *Aspecte de relief în Depresiunea Şimleului*, în „Comunic. de geogr.", nr.3, 1965.
210. Şelariu, O., *Cîteva aspecte ale răspîndirii maselor de apă în dreptul litoralului românesc*, în „Studii de hidraulică", nr.9, 1965.
211. Şelariu, O. Roventa, V., *Starea mării în funcţie de regimul vînturilor*; în „Studii de hidraulică", nr.9, 1965.
212. Semenescu, M., *Fenomenul de îngheţ în sectorul Porţilor de Fier*, în „Meteorol., hidr., gosp.apelor", nr.4, 1960.
213. Senchea, N., *Formarea lacurilor din România*, în „Rev. şi V.Adamachi", nr.39, 1948.
214. Senco, V., *La carte du karst et du clasto-karst de Roumanie*, în „Rev. roum. de géol. geoph.et géograph.", ser. de géogr., nr.1-2, 1968.
215. Şerpoianu, G., *Influenţa apelor dunărene asupra regimului hidrologic al zonei marine din faţa gurilor fluviului*, „An.Inst.cercet.piscic.", nr.2, 1961.
216. Idem, *Observaţii asupra oscilaţiilor sezoniere ale temperaturii apei marine la ţărmul românesc al Mării Negre*", în „Studii de hidraulică", nr.9, 1965.
217. Şerpoianu, G., Chirilă, V., *Particularităţile curenţilor marini de la ţărmul românesc al Mării Negre şi influenţa lor asupra regimului salin*, în „Studii de hidraulică", nr.9, 1965.
218. Idem, *Variaţiile transparenţei şi culorii marine la ţărmul românesc al Mării Negre şi cauzele care le determină*, în „Studii de hidraulică", nr.9, 1965.
219. Sisman, I., Panait, I., *Studii privind dezvoltarea şi organizarea ştiinţifică a reţelei hidrometrice de Stat*, în Studii de hidrol., vol., XXVII, Bucureşti, 1969.
220. Spătaru, A., *Variaţia nivelului Mării Negre pe litoralul R.P.R*, în „Meteorol.,hidroteh., gosp.apelor", nr.4, 1962.
221. Stan, M., *Viituri de iarnă pe rîurile din vestul R.P.R.*, în „Studii hidrol.", nr.1, 1961.
222. Stanciu, N., Păduraru, A., Avădanei, A., Gilien, I., Miţa, P., Posteucă, D., Bordeianu, N., Mihăilescu, Gh., Tudor, C., Ungureanu, E., *Monografia hidrologică a bazinului hidrografic al rîului Olt*, în „Studii de hidrol.", nr.10, 1964.
223. Stănescu, V., şi colab., *Monografia hidrologică a rîurilor şi lacurilor din Dobrogea*, în „Stud. de hidrol.," XXIII, Buc., 1968.
224. Stănescu, V., Stănescu, S, *Contribuţie la studiul hidrologic al complexului lacustru Razelm-Sinoe*, în „Comunic.geogr.", nr.3, 1965.
225. Stănescu, V., Stănescu, G., Motea, I., Posteucă, D., Miţă, P., Mihăilescu, Gh., Tudor, C., Mărculescu, S., Monografia hidrologică a rîurilor din Banat, în „Studii de hidrol.", nr.9, 1964.
226. Stănescu, V., Avădanei, A., Breier, A., Gâştescu, P., Gruia, E., Miţă, P., *Dunărea între Baziaş şi Ceatal Izmail, Monografia hidrologică*, C.S.A.-I.S.C.H., Bucureşti, 1964.
227. Stoenescu, V., Teodorescu, E., Voicu, Gh., *Evaporaţia de la suprafaţa lacurilor din R.P.R.*, în „Studii de hidrol.", nr.5, 1963.
228. Sturza, M., *Manual de balneologie*, Editura de stat, Bucureşti, 1950.
229. Szabó, A., Soós, I., Schwartz, A., Bányai, I., Várhelyi, Cs., *Magyar autonom tartománybeli ásványvizek és gázömlések*, Akad. Kiadó, Bucureşti, 1957.
230. Teodorescu, M., *Alimentarea cu apă a oraşului Craiova*, în „Hidroteh.gosp.apelor şi meteorol.", nr.3, 1964.
231. Tesu, C., *Contribuţii la studiul apelor freatice din lunca Jijiei*, în „Lucr.Inst.agr.Iaşi", 1965.
232. Topor N., *Ani ploioşi şi secetoşi în R.P.R., C.S.A.* Inst.Metor., Bucureşti, 1964.
233. Töry, K., *A Duna és szabályozása*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.
234. Trufaş, V., *Apele subterane din bazinul superior al Jiului*, în „Hidroteh., gosp.apelor şi meteorol.", nr.9, 1967.
235. Idem, *Lacurile din relieful glaciar al munţilor Şurianu*, în „Metorol., hidrol. gosp. apelor", nr.1, 1961.
236. Tufescu, V., *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată*, Editura Academiei, Bucureşti, 1966.
237. Idem, *Subcarpaţii*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1966.
238. Tulogdi, I., *Adatok Kolozsvár környéke forrásainak ismeretéhez.* (*Date pentru cunoaşterea izvoarelor din împrejurimile Clujului*), în „K.B. és B.Egy.közl.", 1957.
239. Ujvári, I., *Despre bilanţul apei pe teritoriul R.P.R.*, în „Meteorol., hidrol.", nr.4, 1957.
240. Idem, *Despre tipizarea rîurilor din R.P.R. pe baza regimului debitelor zilnice*, în „Rev.transp.", nr.9, 1956.
241. Idem, *Alimentarea rîurilor din R.P.R.*, în „Meteorol.hidrol.", nr.1, 1957.
242. Idem, *Unele probleme legate de densitatea reţelei hidrografice din R.P.R.*, în „Meteorol. hidrol.", nr.1, 1956.

243. Ujvári, I., *Hidrografia R.P.R.*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1959.
244. Idem, *Nekotorîe osobennosti formirovania minimalnovo stoka rek PHP*, în „Trudî III. Vses, Ghidr.Siezda", nr.7, 1959.
245. Idem, *O încercare de raionare a bilanţului hidrologic pe teritoriul R.P.R.*, în „Comunic. de geol.geogr. (1957-59) al S.S.N.G." Bucureşti, 1960.
246. Idem, *Unele probleme ale formării regimului scurgerii în regiunile alpine din Carpaţii R.P.Române*, în „Studia Univ. Babeş-Bolyai", ser. geol.geogr., fasc.1, 1960,
247. Idem, *Condiţiile de alimentare subterane a rîurilor din R.P.Română*, în „Comunic. de geol.geogr. (1957-59) al S.S.N.G." Bucureşti, 1960.
248. Idem, *Folyók, tavak, tengerek*, Editura Tineretului, Bucureşti 1962.
249. Ujvári, I., *L'humectation totale des sols de la R.P.R.*, în VIII-ème Congrès Internaţionale de la Science du sol", vol.12, 1964.
250. Idem, *Legile principale ale formării bilanţului şi regimului hidrologic în bazinul Dunării*, în „Lucr.Conf.III.Internat. de progn.hidrol. a ţărilor dunărene", 25-30.V.1965, Bucureşti, nr.VII, 3.
251. Idem, *Dunărea—caracteristici hidrologice*, în „Natura", ser.geogr.geol., nr.2, 1965.
252. Idem, *Mittlere monatliche Abflüsse im Donaugebiet.Deutsche Gewässekundlichen Mitteilungen*, Sonderheft, 1967.
253. Ujvári I, Niţulescu, M., Păduraru, A., *Secarea rîurilor din R.P.R. şi condiţiile specifice acestui fenomen*, în „Meteorol.hidrol. gosp.apelor, nr.4, 1958.
254. Ujvári, I., Gâştescu, P., *Evaporaţia de la suprafaţa lacurilor din R.P.R.*, în „Meteorol.hidrol.gosp.apelor", nr.1, 1958.
255. Ujvári I., Buz, V., Gălan, P., *Problemele indicilor hidrotermici, Indicele de aridităte al lui De Martonne şi aplicabilitatea lui în R.P.R.*, în „Studia Univ. Babeş-Bolyai", ser.geol.geogr., fasc.2, 1963.
256. Urziceanu, D., *Consideraţii privind caracterizarea stabilităţii albiilor rîurilor*, în „Hidroteh., gosp.apelor, meteorol.", nr.1, 1967.
257. Idem, *Unele rezultate privind caracterizarea stabilităţii albiilor printr-un coeficient numeric*, în „Studii de hidrol.", nr.3, 1962.
258. Vaisman, I., Gobjila, W., *Contribuţii la problema combaterii inundaţiilor din reg. Iaşi prin bazine de acumulare*, în „Lucr.şt.Inst.agr.Iaşi", 1960.
259. Vasilescu, Gr., *Debitul solid al Dunării*, în „IRE", nr.115,
260. Velcea, V., *Rîurile României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti, 1967.
261. Velcea, I., Iacob Gh., *Delta Dunării—structura şi modul de utilizare a terenurilor*, în „Natura", nr.5, 1962.
262. Vâlsan, G., *Dunărea*, în „Bul.Soc.rom.geogr.", nr.54, 1935.
263. Idem, *Câmpia Română*, în „Bul.Soc.rom.geogr.", nr.36, 1915.
264. Vircol, D., Stănescu, S., Birtu, E., Teţel, N., Vircol, L., *Bazinul hidrografic al rîului Mureş, Monografie hidrologică*, în „Studii de hidrol.", nr.6, 1963.
265. Vladimirescu, I., *Consideraţii pentru amenajarea complexă a Deltei Dunării*, în „Hidrotehnica", nr.3, 1956.
266. Idem, *Curs de hidrologie, Editura Didactică şi Pedagogică*, Bucureşti, 1962.
267. Wachner, H., *Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt*, în „Lucr.Geogr.Cluj", nr.4, 1931.
268. Zaikov, S.D., *Karta srednevo godovovo stoka Evropî*, în „Tr.GGI", nr.6, 1946.
269. Zamfirescu, D., Condeescu, O., *Raionarea normelor de irigaţie în R.P.R.*, în „Hidroteh., gosp.apelor, meteorol.", nr.11, 1964.
270. Zăvoianu, I., *Profilul longitudinal al Dunării inferioare şi factorii săi genetici*, în „Rev.géol.-géoph.et géogr"., sér.géol., nr.9, 1965.
271. Zenkevici, I.A., *Marea Neagră*, în „Probl.ICP", nr.2-3, 1950.
272. *** *Atlasul cadastrului apelor din R.P.R.*, C.S.A.(D.G.G.A.), Bucureşti, vol.1, part.1 şi 2, 1964.
273. *** *Geografia fizică a R.P.R.* (Curs litografiat), Bucureşti, 1955
274. *** *Monografia geografică a R.P.R. vol.1. Geografia fizică*, Editura Academiei, R.P.R. Bucureşti, 1960.
275. *** *Staţiunile balneo-climaterice din R.P.R.*, Editura Cons. Centr. al Sind.Bucureşti, 1955.
276. *** *Contributions Roumaines à l'étude de la Mer Noire*, C.S.A. Bucureşti, 1966.
277. *** *Album oceanografic* 1959-60; 1961-62; 1963, I.S.C.H. Bucureşti.
278. *** *Anuar oceanografic* 1964, I.S.C.H., Bucureşti.
279. *** Anuare hidrografice şi hidrologice 1919-1965, Bucureşti.
280. *** 10 ani de activitate a I.S.C.H. Bucureşti, 1967.
281. *** Atlasul climatologic al României.
282. *** *Rîurile României*. Monografie hidrologică.I.M.H. Bucureşti, 1971.

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Simboluri frecvente utilizate în cursul redactării

L = lungimea cursului de apă (km)
S = suprafaţa bazinului de recepţie sau a lacului (km^2)
H_{med} = altitudinea medie a bazinului de recepţie (m)
I_{med} = panta medie a reliefului bazinului de recepţie (m/km)
H = altitudinea punctului (m) sau nivelul apei (cm)
X_0 = suma medie a precipitaţiilor anuale (mm)
Y_0 = scurgerea medie multianuală (mm)
S_0 = scurgerea medie superficială (mm)
U_0 = scurgerea medie subterană (mm)
W_0 = umezirea medie totală a solului (mm)
η = coeficientul scurgerii
w = volumul lacului (m^3 sau km^3)
q_0 = scurgerea medie specifică ($l/s.km^2$)
Q = debitul apei (m^3/s)
R = debitul solid (km/s)
r = debitul solid specific (t/ha/an)
ρ = turbiditatea apei (g/m^3)
Q_{max} (1%) = debit maxim cu asig. 1% (m^3/s)
q_{max} (1%) = debit maxim specific ($l/s.km^2$)
Q_{min} (95%) = debit minim cu asigurare de 95% (m^3/s)
q_{min} (95%) = debit minim specific cu asigurare de 95% ($l/s.km^2$)
Z_s = procentul alimentării din zăpezi al scurgerii superficiale
$k_i = Q_i/Q_m$ = coeficient modul (lunar, anual, etc.)
gg = duritate în grade germane

BCU IASI ... UNIVERSITY LIBRARY

Tabla de materii

Prefață 5

Introducere 7

PARTEA ÎNTÎI

NOȚIUNI GENERALE PRIVIND GEOGRAFIA APELOR ROMÂNIEI

CAPITOLUL I

Evoluția cunoștințelor asupra apelor din România 11

Primele documente scrise 11
Apariția primelor hărți hidrografice și sinteze teritoriale descriptive asupra apelor . . 12
Perioada organizării observațiilor sistematice pe rîuri 13
Perioada de început a studierii scurgerii rîurilor 14
Perioada studierii și folosirii planificate a resurselor de apă 15

CAPITOLUL II

Condițiile fizico-geografice actuale ale formării resurselor de apă în România 19

Condițiile climatice ale formării resurselor de apă. 19
Influența reliefului 23
Influența vegetației 24
Influența solului asupra scurgerii 26
Condițiile geologice ale formării apelor subterane și superficiale 26
Influența factorului uman asupra condițiilor de formare a resurselor de apă 28

CAPITOLUL III

Apele subterane 29

Apele freatice și cele captive descendente 29
A. Macroregiunea apelor freatice din orogenul carpatic 31
B. Macroregiunea apelor freatice din depresiunile și bazinele intercarpatice din provincia climatică central-europeană 34
C. Macroregiunea apelor freatice din depresiunile și podișurile extracarpatice din provincia climatică est-europeană 37
Apele de adîncime și condițiile lor de repartiție teritorială în România 42
Apele minerale 48

CAPITOLUL IV

Rețeaua rîurilor și sursele ei de alimentare 49

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL V

Bilanțul hidrologic și debitele medii ale rîurilor 59

Repartiția teritorială a elementelor bilanțului hidrologic 59
Variația în timp a scurgerii anuale 73
Debitele medii ale rîurilor din România 75

CAPITOLUL VI

Repartiția scurgerii medii în timpul anului și fazele caracteristice ale regimului hidrologic 77

Scurgerea medie sezonieră și lunară 77
Perioadele caracteristice ale regimului hidrologic 81
Tipurile de regim hidrologic 90
Amplitudinea variațiilor de nivel în rîuri 91

CAPITOLUL VII

Regimul termic și de îngheț al rîurilor 93

Temperatura apei din rîuri 93
Fenomenele și regimul de îngheț al rîurilor 95

CAPITOLUL VIII

Turbiditatea și scurgerea solidă din rîuri 100

Aluviunile în suspensie 100
Aluviunile tîrîte 107
Mobilitatea albiilor fluviatile 107

CAPITOLUL IX

Caracteristicile hidrochimice ale rîurilor 110

Tipuri și raioane hidrochimice 110
Duritatea totală a apei din rîuri 113

CAPITOLUL X

Lacurile din România 114

Unitățile limnologice naturale 115
Bilanțul hidrologic al lacurilor 116
Tipurile genetice ale cuvetelor lacustre 119
Caracteristici hidrochimice 119
Regimul termic și de îngheț al lacurilor 120
Dinamica apelor din lacuri 123
Culoarea și transparența apei din lacuri 124
Colmatarea lacurilor și sedimentele lacustre 124
Raionarea limnologică 125

CAPITOLUL XI

Mlaștinile din România 130

Clasificare, particularități hidrologice 130
Regiuni de tinoave 132
Regiuni de mlaștini eutrofe 133

CAPITOLUL XII

Unitățile hidrologice naturale din România 135

Clasificarea unităților după elementele caracteristice 135

CAPITOLUL XIII

Caracteristicile generale ale hidroeconomiei și gospodăririi apelor din România . . . 141

Raionarea hidroeconomică a României 142

PARTEA A DOUA

HIDROGRAFIA REGIONALA A ROMÂNIEI

CAPITOLUL XIV

Marea Neagră 159

Țărmul românesc al Mării Negre 160
Caracteristicile fizico-chimice ale apei Mării Negre 162
Regimul termic și de îngheț al Mării Negre 165
Transparența și culoarea apei 168
Regimul nivelurilor Mării Negre 168
Valurile 171
Curenții marini 172

CAPITOLUL XV

Fluviul Dunărea 177

Cursul superior al Dunării 177
Cursul mijlociu al Dunării 180
Cursul inferior al Dunării 182
Bilanțul hidrologic în bazinul hidrografic al Dunării 198
Repartiția scurgerii în timpul anului și tipurile de regim hidrologic din Bazinul Dunării 204
Scurgerea solidă și aluviunile Dunării 216
Particularitățile chimice 218
Temperatura apelor și fenomenele de îngheț 219
Despre importanța economică a Dunării 222

CAPITOLUL XVI

Grupa râurilor nordice (Afluenții Tisei superioare — Vișeu, Iza, Săpința) 226

CAPITOLUL XVII

Grupa râurilor vestice (Someș, Crasna, Barcău, Crișuri, Mureș) 244

CAPITOLUL XVIII

Grupa râurilor sud-vestice (Banat) 339

CAPITOLUL XIX

Grupa râurilor sudice 366

Sistemele interfluviului Cerna-Jiu 367
Sistemul Jiului 370
Sistemul Oltului 395
Interbazinul Olt-Argeș 433
Sistemul Argeș 441
Interfluviul Dunăre-Argeș-Ialomița 462
Sistemul Ialomița 465
Interfluviul Ialomița-Buzău 481

CAPITOLUL XX

Grupa râurilor estice 488

Sistemul Siretului 488
Sistemul Prutului 538

CAPITOLUL XXI

Apele Dobrogei 559

Bibliografie 577

551.49 (498) (02) = 59

BIBL. CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

REDACTOR: DOINA PĂUNESCU
TEHNOREDACTOR: GHEORGHE POPOVICI

COLI TIPAR: 37,00. INDICI PENTRU CLASIFICAREA ZECIMALĂ: BIBLIOTECI MARI: 91. BIBLIOTECI MICI: 91.

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ CLUJ, STR. BRASSAI 5—7. REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA. COMANDA NR. 650/1971.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1985

BROSATE
LEGATE 3600+140+25

02240 - 1972 DEP.LEGAL

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IASI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BCU IAȘI/CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lei 33,—